

岩石礦物礦床學會誌

第二十五卷 第四號

(昭和十六年四月一日)

研 究 報 文

福島縣大森金山の地質礦床 (I) 理學博士 渡邊萬次郎

兵庫縣關宮附近のクローム礦床に就て (II) 理學士 石川俊夫

會 報 及 雜 報

總會及聯會講演會豫告 會誌 25 卷刊行記念 佐川顯間逝去

宮城縣矢本町附近產沼鐵礦 岩手縣黑澤尻町附近產礬土礦

抄 錄

- | | | |
|---------|---------------------|--------|
| 礦物學及結晶學 | 黑雲母の色と化學成分の關係 | 外 12 件 |
| 岩石學及火山學 | イラン產火成岩の結晶作用に就て | 外 8 件 |
| 金屬礦床學 | 硫蒼鉛銀礦の性質及び方鉛礦中の銀に就て | 外 3 件 |
| 石油礦床學 | 天然乾餾による石油 | 外 1 件 |
| 窯業原料礦物 | 窯業原料としてのアルカリ土金屬正珪酸鹽 | 外 1 件 |
| 石 炭 | 石炭の新分類法 | 外 3 件 |
| 參 考 科 學 | 地下水運動の理論 | |

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
 Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
 Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.
 Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.
 Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Shinroku Watanabé, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Tunehiko Takéuti, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

| | |
|---------------------------------|---------------------------|
| Kôichi Fujimura, R. S. | Motonori Matsuyama, R. H. |
| Muraji Fukuda, R. H. | Shintarô Nakamura, R. S. |
| Tadao Fukutomi, R. S. | Kinjiro Nakawo. |
| Zyunpei Harada, R. H. | Seijirô Noda, R. S. |
| Fujio Homma, R. H. | Takuji Ogawa, R. H. |
| Viscount Masaaki Hoshina, R. S. | Yoshichika Ôinouye, R. S. |
| Tsunenaka Iki, K. H. | Ichizô Ômura, R. S. |
| Kinosuke Inouye, R. H. | Jun-ichi Takahashi, R. H. |
| Tomimatsu Ishihara, K. H. | Korehiko Takéuchi, K. H. |
| Nobuyasu Kanehara, R. S. | Hidezô Tanakadaté, R. S. |
| Takeo Katô, R. H. | Iwawo Tateiwa, R. S. |
| Rokurô Kimura, R. S. | Kunio Uwatoko, R. H. |
| Kameki Kinoshita, R. H. | Manjirô Watanabé, R. H. |
| Shukusuké Kôzu, R. H. | Mitsuo Yamada, R. H. |
| Atsushi Matsubara, R. H. | Shinji Yamané, R. H. |
| Tadaichi Matsumoto, R. S. | Kôzô Yamaguchi, R. S. |

Abstractors.

| | | |
|-------------------|---------------------|--------------------|
| Yoshinori Kawano, | Kei-iti Ohmori, | Tunehiko Takéuti, |
| Iwao Katô, | Kunikatsu Seto, | Manjirô Watanabé, |
| Isamu Matiba, | Rensaku Suzuki, | Shinroku Watanabé, |
| Osatoshi Nakano, | Jun-ichi Takahashi, | Kenzô Yagi, |
| Yûtarô Nebashi, | Katsutoshi Takané, | Tsugio Yagi. |

誌會學床礦物礦石岩

第二十五卷 第四號

(昭和十六年四月一日)

研究報文

福島縣大森金山の地質礦床 (I)

理學博士 渡邊 萬次郎

| 目 | 次 |
|---------|------------|
| 緒言 | VI 層序及構造 |
| I 位置及交通 | VII 礦床の形狀 |
| II 沿革 | VIII 礦石の性質 |
| III 地形 | IX 母岩の變化 |
| IV 地質概要 | X 成因的考察 |
| V 岩石の性質 | XI 要約 |

緒言

福島市を中心とする福島盆地の四周には、金銀礦床の發達多く、大森、松川、金谷川、丸山、臺山、柳澤、半田、柱澤、高子、福島等の諸金山、何れも現在或は過去に於てその採掘を續けらる。これらの内の或るものは、石英粗面岩またはその凝灰岩中を貫ぬく礦床にして、明かに第三紀層堆積以後の淺熱水性金銀礦床の特性を示せども、また或るものは主として花崗閃綠岩中に發達し、例へば高子金山は、同岩中を略ぼ南北に貫ぬく數條の石英脈を稼行し、松川金山の主要礦脈また主として花崗閃綠岩中に發達す。然れども、それらも礦脈の性質上、淺熱水性礦脈たるを明かにし、且つ礦脈の一部は往々第三紀の成生物と認めらるゝ石英粗面岩質凝灰岩中に發達し、福島盆地四近に於て同岩の發達する所、殆んど常に金銀礦床を見る程なり。

次に記さむとする大森金礦床の如きも一部は花崗閃綠岩中を貫ぬけども、一部は石英粗面岩質凝灰岩中に發達し、兩岩類がほぼ東西の斷層により、界を接する部分に於て最も著しく發達す。こゝにそれらの關係を記載し、聊か礦床自身の特質に及ばむとす。

I 位置 及 交通

大森金山は福島盆地の南縁に當り、福島市の西南約 6 軒に位する福島縣信夫郡大森村字腰巻に事務所を設け、礦區は大森村の西隅と、平田村の北隅、烏川村の南部が界を接する部分に於て、それらの三ヶ村に跨がる。

東北本線福島驛より南に向つて同市を貫ぬき、大森村の中心部まで凡そ 5 軒は、乗合自動車の便あり、礦山事務所はそれより凡そ 1 軒弱、この間すべて福島盆地の底に擴がる沖積原上の平坦なる道路にて聯絡せられ、自動車の交通容易にして、物資は總て自動車により運搬せらる。

II 沿革

本金山の起原は未だ審かならずと雖も、礦床露頭部には黄金八幡の舊祠あり、附近に石臼等を産して、金礦製鍊の遺物と認められ、礦區の一部玉の森には、珪化石英粗面岩質凝灰岩中數個の堅坑存在し、往時探礦の跡の如し。その近代の開發は、大正の初期大岡幸之助氏によつて年 1 萬圓以上の金銀を産せるに始まり、大正 6 年山口嘉三氏の手に移り、その後數年なほ約 1 萬圓の年産を繼續せるも、大正の末期より衰退を續く。然るに昭和 8 年に至り、金價の昂騰により復活し、同年山井景美氏により金銀 2 萬 4 千餘圓の產出を見、翌 9 年には角田文平氏の手に移り、3 萬 2 千餘圓を産し、同 10 年には金 10,791 瓦、銀 39,502 瓦、價額 36,050 圓に達せり。當時は主として上部の酸化帶を稼行し、搗礦混汞法によりて製鍊せるが、下部に達するに従つて、次第に硫化物を加へ、昭和 13 年 3 月田村礦業株式會社の手に移るに及び、その面目を一新し、事務所の東方城山の西斜面に製鍊所を設け、原礦の一部をその支山たる丸山金山（飯坂温泉の西方約 2 軒平野村に在り）より、他は本山より供給し、之を粉碎せる後汰盤によりて硫化物を分

離し、之を小坂銅山に賣礦し、殘部を青化製鍊に供しつゝあり。

III 地 形

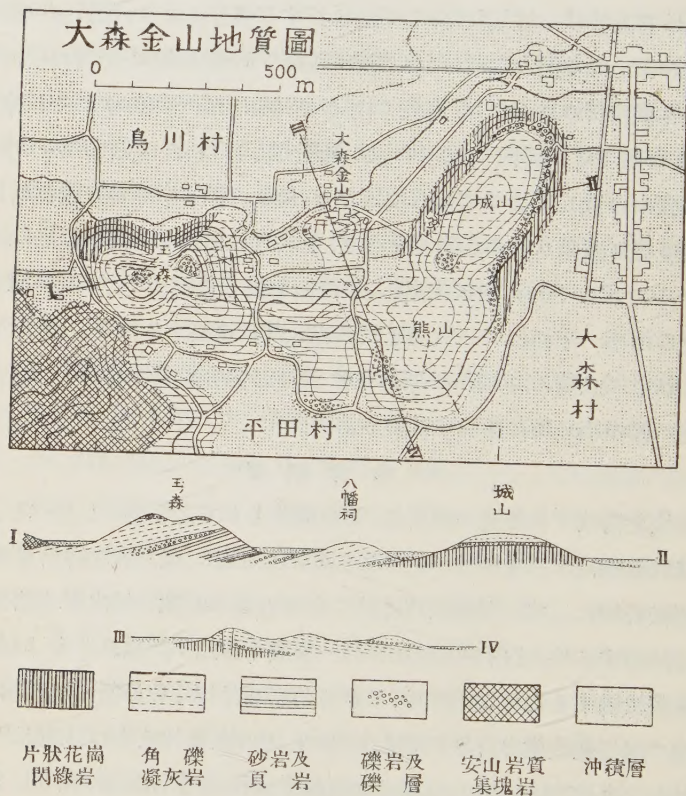
奥羽山地と阿武隈山地の間を隔つる阿武隈河低地帯の大部分は海拔 200～300 米に達する準平原的波狀の緩起伏面に被覆せらる。この低地帯の一部分が、更に陥没して、沖積平野に被はれたる部分が、即ち福島盆地にして、本礦山は前記波狀の緩起伏面が、平野に接する部分に在り、起伏面中低き部分には沖積平野の灣入を見、高き部分は島狀乃至半島狀に平野の中に突出す。即ち事務所の東方には、海拔 147 米の城山 (Jō-yama) の小丘南北に延び、また西方には同約 170 米の玉の森隆起し、それらは事務所の南方に當る城裏山の低丘によつて東西に連なり、ほぼ“凹”字形の丘陵を成し、その内側に更に黄金八幡の小隆起を抱き、それらは何れも半島又は島狀に、海拔 90～100 米の平野の中に突出し、その面を抜くこと 30～70 米に過ぎず、たゞその西南一方面にて一段高き長者森丘陵に連接するのみ。礦床の大部分はこれらの丘陵の下底が平原面下に没せる部分に發達し、たゞその一部が腰卷八幡の小丘頂に露出するのみ。

VI 地 質 概 要

本地域を構成する地質の概要は、第壹圖によりて之を推定し得べし。即ちその基底を構成するものは、東方近く阿武隈山地に現在廣き露出を有する花崗閃綠岩類にして、本地域内に於ても玉の森の北麓、城山東北麓等にやゝ廣く分布する外、坑内下底部にては一層廣く發達す。然れども、阿武隈河の低地帯に屬する本地域にては、これらの岩石は厚くその後の堆積物、特に主として第三紀後半の岩類に被はれ城山、玉の森等各丘陵の上部は主としてそれらより成る。當時本地域はなほ陸上或は淺き水底に在りしもゝ如く、城山の北側崩壞部、35 米坑南大鉛入等に見らるゝが如く、花崗閃綠岩は屢々水蝕を受けて圓味を帯びたる大礫によりて被覆せられ、その上を被ふ地層中にも、諸所に大小の珪化木、炭質物等を伴ひ、また往々花崗閃綠岩の分解によつて生ぜる雲母質物に豊富なる砂岩を伴ひ、花崗閃綠岩が長

く地表に露はれて風化せる後、これらの地層に被はれたるを示す。加ふるに、當時本地域一帯に石英粗面岩質火山岩の噴出盛なりし結果、その碎屑物は前記礫層の間隙を充たして、凝灰質礫岩乃至礫質凝灰岩を生ぜるのみならず、多量の角礫凝灰岩を形成し、砂岩、礫岩等と累被す。

第 壹 圖



大森金山地質圖及地質斷面圖

これらの岩類堆積の後、本地域を襲へる地體運動の結果、これらの岩類はその基底岩類と共に多數の斷層に貫かれ、その兩側に上下の大なる喰違を生じ、且つ地中より上昇し來れる多量の熱水溶液は、それらの或るものを

通じて現在稼行せらるゝ金銀礦脈を成すと共に、その兩側の岩石中に浸入して、これを綠色凝灰岩狀に變ぜしめ、45 米坑、65 米坑等の一部に見らるゝ角礫凝灰岩及び礫質凝灰岩はこれを代表す。

その後恐らく地帯の準平原化に會し、今日各丘陵の頂上部を連ぬる略ぼ水平なる面によつて代表せらるゝ平坦面を生じ、前記の斷層による地形上への影響をも失はしめ、河流はその面に砂礫を運べり。今日玉の森の頂上、城山本丸と南館との鞍部等に見らる礫層等は、恐らく當時のものなるべし。

然るにその後福島盆地の陷没により、それに接して一段高く残れる部分は再び次第に開析せられ、丘陵性起伏と化すると共に、盆地の底は阿武隈河の支流須川、松川等の運ぶ沖積砂礫に被覆せられて平原と化し、その一部分はこれらの丘陵間低地にも擴がり、以て今日の地形を成すに至れり。

この間本地域の西方には、那須火山帶に屬する吾妻火山、安達太郎火山の活動あり、それらの活動前驅とも見るべき安山岩質集塊岩の或るものは、本地域の西南隅に位する長者森一帯に及べり。

以上の關係は次に記す所によりて一層明かにせらるべし。

V 岩石の性質

前記各種の岩石中には學術的に興味大なるものあれども、こゝには單に今後の考察に必要な程度の記載に止め、その詳細には及ばざるべし。

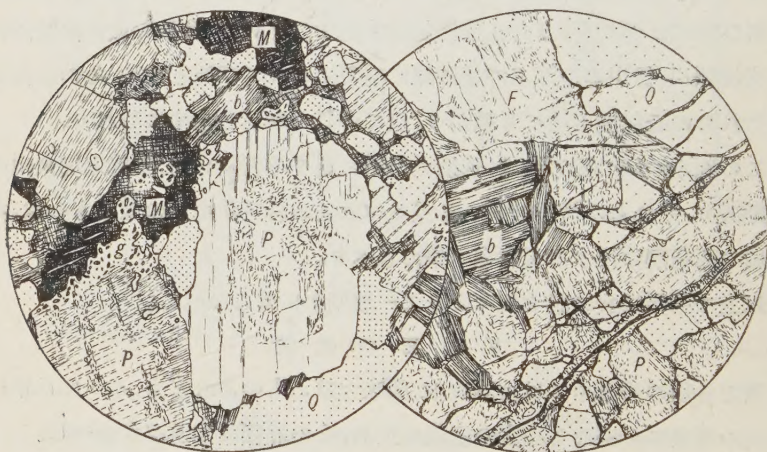
片狀花崗閃綠岩 城山及び玉の森の北麓、坑内東北部に見らるゝものにして、主として斜長石、微斜長石、石英及び雲母の粗粒の集合より成り、その成分上アダメライト質花崗閃綠岩 (adamellitic granodiorite) と認むべきも、通常種々の程度に於て片理を示すを以て、片狀花崗閃綠岩 (shistose granodiorite) と稱すべし。

本岩の地表に露出する部分は、常に烈しく分解し、その新鮮なるものを得る能はず。坑内に於けるものまた多くは變質し、特に雲母は殆んど常に淡蒼綠色に變質し、そのなほ褐黑色を呈して、黒雲母の分解物たるを明かにするものは、35 米坑東部等にて比較的稀に認められるゝに過ぎず、長石の大

部分また屢々白色陶土狀に變化し、岩質極めて脆軟となれり。

本岩の一部を薄片として顯微鏡下に檢するに (第貳圖參照)、斜長石は概ね自形を呈し、その屈折率カナダバルサムより高きも、石英より低く、重屈折また極めて低く、灰曹長石 (oligoclase) と認めらる。通常極めて細かきアルバイト式双晶を示し、且つ屢々カールスバツド式双晶をも伴なへど、アルバイト式双晶はその幅極めて小なる上、重屈折低きため、交互の縞の明暗の對照鮮明ならず、且つ同一結晶中、中心部に於てのみ之を示し (第貳圖左

第 貳 圖



片狀花崗閃綠岩の顯微鏡的外觀 (寫眞を透描) (×30)

Q (點紋部) 石英 (點紋の粗密は結晶粒の境界を示す) p 斜長石 M 微斜長石
F 分解の結果性質不明の長石 b 黑雲母及びその分解物

下部)、周圍に於ては之を認め難き場合あり、時には結晶全體に亘りて、光學的には全く双晶を認め難きも、分解成生物の特殊の縞狀配列により、その跡を保つ場合あり、分解成生物の一層多き部分に於ては、この種の構造をすら失なへり。且つ本岩中片理の著るしき部分に於ては、同一斜長石の結晶の内部が、數個の不規則なる部分に分れて、その消光位を少しづゝ異にし、壓碎構造の端緒を示し、また礦床附近にては、斜長石の一部がそれを貫ぬく裂

罅に沿ひてその兩側のみ變質し、屈折率を減じて重屈折を高め、その部分のみ特に縞狀双晶の明かとなれる場合あり、曹長石化作用 (albitization) の結果と認めらる。

本長石の邊緣部はまた往々石英のため蟲喰狀 (myrmekite) に貫かれ、時には兩者微文理的 (micrographic) に共生し、小球狀の塊を成し、微斜長石等に包圍せらるゝ場合あり。

微斜長石 (microcline) は斜長石に比してその量少なく、常に固有の直交格子狀双晶を示し、且つ往々曹長石のためにパーース石 (perthite) 狀に貫ぬかる。

石英は不規則粒狀を成し、微斜長石と共に斜長石の間隙を充たし、常に動搖消光を呈し、壓碎構造の端緒を示す。時には石英が細粒に分れ、その間隙を微斜長石にて充填せらるゝ場合あり、岩漿凝結の途中に於て早くも造山壓を被わり、微斜長石の晶出完了以前に於て、石英の碎かれたる疑あり。

雲母は稀に暗褐色乃至淡黄色の多色性を示し、黒雲母の性質を具備すれども、多くは肉眼的に淡綠色、顯微鏡下に無色に變じ、なほ元來の六角板狀の輪廓と、その内部に於ける劈開及び光學性の連續を示し、重屈折また高く、苦土雲母狀外觀を呈す。然れども、更に一層分解すれば、小鱗片に分るゝと共に、重屈折も遙かに低下し、時には全く高陵土質集合に變ず。即ち變化の初期に於ては先づ鐵分の減少を見、更に加里をも失ふに至れるものと見るべし。

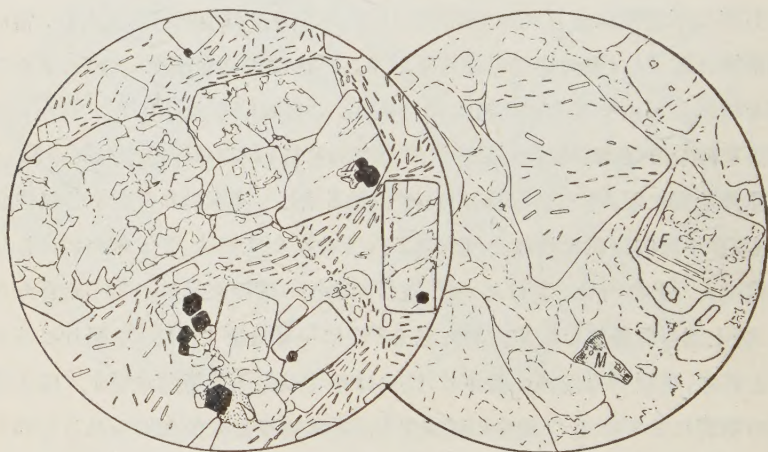
以上を要するに本岩はまづ斜長石→黒雲母→石英及び微斜長石の順序に凝結したる後、或は凝結の末期に於て、大なる造山壓を受け、石英及び斜長石の碎裂の端緒に會し、以て片理を示すと共に、その一部分はその後の風化作用により、黒雲母の分解と、斜長石双晶の部分的消失とに會し、更に一部は熱水作用の影響により、斜長石の曹長石化作用をも被り、岩質極めて複雑なり。

半花崗岩及びペグマタイト質石英脈 片狀花崗閃綠岩の一部分は、白色細粒

の半花崗脈に貫ぬかれ、例へば城山西北斜面の崩崖に露はれ、之に伴なふ石英脈には多少の金を伴なふものあり、また玉の森西北麓には、之に伴なふペグマタイト質石英脈が、珪石坑として採掘せられたる跡あり。

角礫凝灰岩 本岩類は前記の片狀花崗閃綠岩と共に、本礦床の最も主なる母岩にして、城山、黄金八幡、玉の森等の上部を成すのみならず、坑内に於ても廣く露出す。そのうち城山頂上部等に於けるが如く、白色乃至微紅色塊狀の部分と、角礫狀の部分とが交互に互層し、或は水磨圓礫を含み、礫質に移化する部分等に於ては、その堆積性明かなれども、黄金八幡の北麓、玉の

第 參 圖



石英粗面岩狀火山岩(左圖)及びその角礫凝灰岩の(右圖)顯微鏡的外觀 (×30)

F 變化したる長石の斑晶 M 微斜長石の碎片

森南斜面等に於けるが如く、斜面全部がほぼ同一の白色塊狀の岩種より成り、何等層理を示すことなき部分に於ては、假令多少の角礫性を示すとも、之を果して角礫岩と認むべきや、或は例へば石英粗面岩質熔岩が、その流動の途中に於て角礫化したりと認むべきや、肉眼的には之を容易に決し難し。

然るに之を薄片とし顯微鏡下に觀察するに、例へば黄金八幡の北麓、疎水坑西方路傍のもの如く、肉眼的に殆んど白色塊狀の部分も、顯微鏡下に於

ては明かにその構造を異にする數種の塊片より成るのみならず、動搖消光の著るしき石英の破片、格子狀双晶の明かなる微斜長石の破片等、基盤岩石の碎屑と認めらるべきものをも含み、これまた碎屑性堆積岩たるを明かにす。而してそれらの碎屑の大部分は、種々の程度に風化或は變質したる長石の斑晶と、粗面岩狀石基より成り、石英、雲母、角閃石、輝石等は、之を全然認むる能はず、その外觀最もよく石英粗面岩または粗面岩の或るものに類すれども、長石の分解によりてその性質を確かむる能はず、岩種を決定するに至らず。

加ふるにこの種の岩石の大部分は、通常烈しく珪化せられ角礫相互の間隙は、二次的石英によりて膠結せらる。特に坑内各所に於ては、黄鐵礦に礦染せられ、且つ 概ね綠色を呈し、所謂綠色凝灰岩に類似の相貌を呈するに至る。

石英粗面岩狀火山岩 前記の角礫凝灰岩に伴ひて、稀に白色塊狀にして、全然角礫性を示さず、その破面上長石の斑晶を示すものあり、45 米坑東 50 米附近に於て、礦床南側の母岩を成すものはその例にして、顯微鏡下に主として長石の斑晶と、粗面岩質石基とより成り、他に比較的多量の磁鐵礦をも含めども、石英、雲母、角閃石、輝石等の斑晶を含まず、長石の斑晶はすべて屈折率バルサムより低く、重屈折また頗る低く、毫も累帶構造またはアルバイト式双晶を示さず、加里長石の一種と認めらる。又その石基の一部分には多少の石英を認められ、これらの點にて石英粗面岩と認めらるゝも、長石の斑晶は常に不規則なるモザイツク狀乃至レンズ狀の區劃に分れて消光位を異にし、既存の別種の長石が、二次的加里長石のために交代せられたる疑あり、石基の一部また烈しく珪化せられ、元來の石英と二次的石英との區別困難なる場合多く、その岩種を決定し難く、たゞその岩石の外觀と、石基並に斑晶の性質より、石英粗面岩に最も近しと認むるのみ、惜むらくは本岩の露出が坑内一局部に限られ、その現出状態を明かにし難し。

之と類似の岩石は、35 米坑南大鉆入の入口より 50~60 米附近に於て、

花崗閃綠岩中を貫ぬく岩脈を成し、坑道に平行に近く露出すれども、厚さ 0.5 米前後の細脈に過ぎず。

礫岩, 砂岩, 頁岩等 前記の角礫凝灰岩中 屢々水磨圓礫を含み、礫質角礫凝灰岩に移化し、更に一層圓礫を主とせば、凝灰質礫岩と成り、本地域中これまた廣く存在す。中にも城山東北山腹、熊ノ山坑内、35 米坑東部、45 米坑及 60 米坑西部、玉の森坑西南部等に著るしく、そのうち城山北端部、35 米坑東部等にて、直接基盤岩を被ふものは、直徑往々 0.5 米、稀に 1 米にも達

第 四 圖



玉の森方面砂岩の二種 (×30)

G 花崗閃綠岩 A 安山岩 L 石英粗面岩の各破片 p 浮石 F 長石
Q 石英 q 石英の二次的發達部 m 黑雲母の分解成生物

する巨礫を含み、その岩種また基底の花崗閃綠岩を主として、之に種々なる安山岩類、石英粗面岩又は同凝灰岩の塊礫を混ふるを常とすれども、熊の山坑、15 米坑一部等には、石英粗面岩又は同凝灰岩の圓礫のみを主とし、その膠結物と肉眼的外觀を一にし、たゞその脱落によつて生ずる球形の窪みによつて之を明にする場合あり、特にそれらが礦床附近にて珪化せられ、或は綠變せる場合には、往々普通の凝灰岩の變質せるものと誤認せらる。

これらの礫岩の間には、また屢々砂岩を夾み、特に主の森坑入口並に同斜坑附近には、その厚層を見出さる。この種の砂岩の或るものは、比較的新鮮粗粒にして、之を鏡下に觀察するに（第四圖左半）、花崗閃綠岩及びその分解物たる石英及び長石の破片の外、多量の安山岩、石英粗面岩、浮石等の破片を含み、何れも多少圓味を帶び、その間隙は屢々石英の二次的發達により膠結せらる。かゝる場合に元來の碎屑性石英と、その周囲の二次的發達部とは、光學性を共通にし、不純物の配列によりて界せらるゝのみ。

然れども、前記の如きは本地域中稀にして、本地域に於ける砂岩の最も大なる部分は、石英の外特殊の淡綠色鱗片と、白色粗鬆の細點より成り、むしろ細粒緻密のものにて、その成分の配列により、概ね明かなる層理を示し、その面に沿ひて剥れ易し。これ前記の鱗片が、層理に平行に配列する結果にして、剥理面上概ね雲母狀光澤を有す。この種の砂岩を薄片として顯微鏡下に觀察するに、主として石英の稜角ある破片と、淡綠色乃至無色の雲母質鱗片と、それらを膠結する複雑なる微粒の集合より成る、このうち石英は概ね動搖消光を示し、雲母質鱗片は大形にして重屈折高く、白雲母狀を呈するものより、絹雲母質集合乃至高陵土質集合に化せるもの至るまで、基底の花崗閃綠岩中のものに一致し、石英の少くとも大部分と共に、その分解成生物と認めらる。この外稀に長石を含めど、著るしく分解してその性質を明かにせず、それらの間の微粒の一部も、また長石の分解物或は石英粗面岩質碎屑物の分解物と認めらるれど、概ね烈しく分解して、原礦物を明かにせず。思ふにこの種の砂岩層は、その源を長く地表に露出して烈しく風化したる片狀花崗閃綠岩に仰ぎ、そのうち特に風化に耐ゆる石英並に雲母の分解物のみ集中堆積し、長石は全く土狀と化し、一部はこれら膠結物の中に混じ、一部は水に懸游し、これより分離せるものなるべし。

この種の砂岩の一部には、木質構造を有する炭質物を混ざることあり、これまたその材料を陸上より供給せられたる證左にして、この種の炭質物の一部は、珪化して珪化木となり、時には更に黃鐵礦に被覆或は交代せらる。

頁岩は黑色柔軟にして比較的少く、45 米坑西部及び玉の森坑に通ずる堅坑の途中等に於て、砂岩に挟まりて薄層を成すのみ。坑内に於ては吸水し、粘土化し易し。これに往々薄き石炭層を伴ひ、炭化の程度やゝ進めるも、薄層にして利用に耐えず。

輝石安山岩及び段丘礫 輝石安山岩は花崗閃綠岩を直接被覆する礫岩中にも圓礫として發見せられ、本地域に於ける第三紀層堆積當初より既にこの附近に存在せるを示せども、獨立の岩體を成して本地域内に露はるゝは、長者森の丘陵を成し、玉の森南斜面の角礫凝灰岩を被覆するものにして、露出概ね不良なれども、石子部落南方鞍部附近の崩崖に於て、明かに集塊性を示す。之を薄片として檢するに、長石及び輝石の多量の斑晶と、それらの微晶より成る石基より成り、そのうち輝石は淡紅乃至淡綠色の多色性顯著なる紫蘇輝石を主とし、長石は常にアルバイト式双晶を示し、屈折率及び重屈折比較的高き曹灰長石 (labradorite) に屬す。

玉の森頂上、城山鞍部等の礫層も、また主として安山岩より成れども、常に圓味を帯びて水蝕の跡明かなり。それらは直接石英粗面岩質凝灰岩を被覆するに拘らず、その塊礫に乏しき點より見て、恐らく洪枯期の河流により、多少遠方より運ばれたるものなるべし。

IV 層 序 及 び 構 造

前記の諸岩石累積の順序は、坑内並に地表に於けるそれら相互の關係により、之を大體決定し得べし。第壹圖中 I-II 直線に沿へる斷面は(同圖參照)、之を最も明かにすべく、各岩類を下より順に列記すれば、大體に於て次の如し。

- (1) 基底岩 片狀花崗閃綠岩及び之を貫ぬく半花崗岩
- (2) 城山礫岩層 城山の中腹、35 米坑東部等にて直接前者を被覆するもの
- (3) 城山角礫凝灰岩層 城山の頂上にて前者を被ひ、黄金八幡丘附近坑内にて、前者或は直接基底岩を被覆し、それらの山體上部を成すもの

- (4) 熊の山礫岩層 45 米坑西部にて前者を被ふものにして、熊の山坑内のものを之と同層位と認めて命名せり
- (5) 玉の森砂岩層 玉の森坑入口附近の南側にて厚層を成すものにして、その下底には頁岩及び薄き石炭層を挟み、45 米坑西部に於て、明かに前記礫岩を被覆す
- (6) 玉の森礫岩層 玉の森坑南西部にて、明かに前者を被覆するもの
- (7) 玉の森角礫凝灰岩 前者の直上に位する地表に露出するものにして、直接或は他層を介して、前者を被覆するものと認めらる
- (8) 長者森集塊安山岩 主として長者森を成し、その東北鞍部に於て、前記の玉の森凝灰岩を被覆す

以上のうち、(2)~(7)の諸累層は、比較的整然たる順序を以て、東北東より西南西に順に被覆し、東部即ち下部、例へば即ち 35 米坑東部、45 米坑西部等に於ては、N 60° W の層向を以て、S W に 30°~40° の傾斜を示せども、西部即ち上部、例へば玉の森坑等に於ては、ほぼ同一の層向を以て、10° 内外の緩傾斜となり、次第に水平に近づく傾向あり¹⁾。但しそのうち礫岩層は部分によりて厚薄の變化著るしく、或る部分には極めて厚きも、その兩側に向つて速かに尖滅し、或は礫質凝灰岩、更に普通の角礫凝灰岩に移化する場合多し。

加ふるに、これらの累層をほぼ東西に貫ぬきて、一の著ろしき斷層群あり、その南側は北側に比して、地體の沈下著るし。例へば東 110 米 豎坑附近にては、この斷層の北側に於ては、疎水坑道水準以下 15 米内外にして、既に基底の片狀花崗閃綠岩に會するに反し、南側に於ては同水準以下 60 米の坑内に於て、なほその上位の角礫凝灰岩を見るべし。

この斷層は一見東西の斷層が、多少曲折するに過ぎざる觀あれど、之を仔細に觀察すれば、走向 N 60°~90° W、南 85° 内外に急斜する斷層と、N

1) 玉の森南方の切割には、北に傾斜する砂岩あれども、他に類似の傾斜を見ず、恐らく局部的異常なるべし。

60°~70° E の方向に前者を横切り、その兩側を轉位せしめ、南或は北に急斜する多くの平行に近き斷層より成り、それらが交互に東西に連なり、その北側の花崗閃綠岩と、南側の第三紀岩類とを界する場合多く、假令南北兩側の岩種の類似する場合も、それらは層位的に同一部分を代表せず。すべてこれらの構造は、坑道並に堅坑の開鑿によつて明かとなれるものなれど、その一部分は地表に於ても明かにして、例へば城山北端に於ける崩崖面上、北西側はその頂上に近くまで、片狀花崗閃綠岩を露出するに反し、東南側は礫岩、角礫凝灰岩、頁岩等の互層を露出し、その中間の崩崖部は、明かに斷層線に當り、黄金八幡登り道の中段に於ては、N 70° W に走る一裂隙が、N 70° E の裂隙によりて轉位せしめられ、それを通じて石英脈の發達を見る場合あり。これらの關係は礦脈そのものの記載に於て、更に一層明瞭となるべし (未完)。

兵庫縣關宮附近のクローム鑛床に就て (II)

理 學 士 石 川 俊 夫

IV 礦體と母岩の境界

礦體と母岩の境界は部分的に種々の關係が示される。一般に礦體が板狀、脈狀、或は膨縮少きレンズ狀の場合には判然たる境界を生じ易いものであるが¹⁾、礦體を構成せる礦石の種類によりて種々の場合がある。

地狀礦より成る礦體と母岩の境界は判然とし、且平滑なる接觸面を呈して居る。鹿倉口坑、松谷坑、尾崎礦山 第 I 坑 及び 第 2 坑 には此例が見られる。又養父礦山 第 I 坑 の如く、肉眼的には認め難き微粒のクローム鐵礦を混有せる微粒斑狀礦より成る礦體と母岩の境界も判然とし、其接觸面は平滑である。

日高・膽振地方或は多里地方に普通なる礦體と母岩の間に粘土を介在せ

1) 石川俊夫, 前出 283 頁。

る現象は本地域に於いては極めて稀である。松谷坑、尾崎礦山第Ⅰ坑及び第Ⅱ坑に於いて緻密塊狀礦と母岩の境界面に於いて僅かに見らるゝ外は、養父礦山第Ⅰ坑の微粒斑狀礦に於いて見らるゝのみである。粘土は褐色或は赤褐色にして 2~3 厘の薄層狀をなし、境界面のみならず、礦石の割口中にも存在して居る。養父礦山第Ⅰ坑のものは其性狀褐色にして、乾燥すれば皸狀をなし、表面に不規則な割口を生じ、水中に浸して音を發することより水爆石と考へられる。粘土が養父礦山を除きては緻密塊狀礦より成る礦體のみに見らるゝことは興味がある。

分枝礦體或は礦體周縁部に於いて集粒塊狀礦や粗粒或は細粒斑狀礦より成る礦體と母岩は平滑なる接觸面を以て境すること無く、一般に境界面は不規則に出入して居るもので、其例は鹿倉口坑、松谷坑に多い。特に鹿倉口坑の礦體の周縁部に於いては、礦體は母岩を交代して母岩中に侵入し、不規則に母岩を捕獲包圍して居る（第3圖）。又細粒斑狀礦が次第に母岩に移過し、境界の判然たらざる場合があり、此場合母岩は灰黄綠或は乳綠に變色して居るのが普通である。此例は松谷坑、小谷坑、尾崎礦山第Ⅰ坑に稀に見られる。

V 礦 石

本地域の礦石には種々の性狀のものがあつて、礦山各坑によりて夫々の特徴を有する場合が多い。其等礦石の性狀は成因によりて異なる場合と、礦體の中心、周縁、分枝等の部分によりて異なる場合がある。後者の場合には礦石は漸移的に其性狀を變じ、其間に判然たる區別は存しない。本地域クローム礦石の品位は最高 Cr_2O_3 40% であるが、大體 25 乃至 30% のものが多く、鳥取縣のクローム礦石と同様、品位良好とは云ひ難く、主として耐火煉瓦の原料として用ひられて居る。又礦石の上礦、貧礦等の名稱は各礦山によりて區別の標準を異にするものである。今記述の便宜上、本地域の礦石を分類すれば次の如くである¹⁾。

1) 礦石分類の名稱は鈴木教授の提案によるものである。

| | | | |
|--------|---|---------|-------------------|
| A. 塊狀礦 | { | 1 緻密塊狀礦 | |
| | | 2 集粒塊狀礦 | |
| B. 斑狀礦 | { | 1 粗粒斑狀礦 | { a 融蝕粗粒斑狀礦 |
| | | 2 細粒斑狀礦 | { b 連鎖粗粒斑狀礦 |
| | | 3 縞狀礦 | 連鎖細粒斑狀礦 |
| | | 4 集粒斑狀礦 | |
| | | 5 微粒斑狀礦 | |

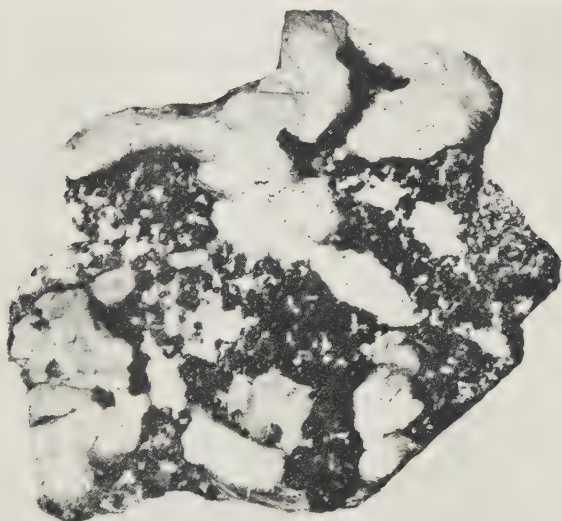
A 塊狀礦 塊狀礦は斑狀礦に對し、クローム鐵礦の塊狀に固結連續せる礦石にして、品位良好なれば採掘利用せらるゝ、礦石の大部分は本礦に屬するものである。本礦は全く母岩を介在せざる緻密塊狀礦と少量の母岩を介在せる集粒塊狀礦に分たれる。

1 緻密塊狀礦 本礦は黑色緻密塊狀にして、クローム鐵礦のみの連續より成り、母岩を殆んど介在せざるため、礦石品位は本地域に於いて最高にして、 Cr_2O_3 30 乃至 40% を含み、比重も他の礦石に比して大である。礦石は結晶質であるが、屢々板狀をなし、黑色金屬光澤を帶び、其板狀面に往々クローム華を伴つて居る。此種の礦石は他の何れの地域にも普通に見らるゝものである。本地域に於いては本礦は礦體の主として中心部を構成して居るが、又礦體全部が本礦によりて形成せらるゝ場合もある。此種の礦石は松谷坑、鹿倉口坑、小谷坑、養父礦山 第3 坑、尾崎礦山 第3 坑等の一部に見られ、尾崎礦山第2 坑附近の轉塊礦中にも存して居る。

鏡下では不規則塊狀に連續せるクローム鐵礦より成り、クローム鐵礦は褐色或は赤褐色半透明である。割目或は周縁等に沿ひ黑色帶の餘り認められないのは、本礦が主として礦體の中心部に存し、母岩と直接せざる部分のみを觀察したるためかも知れない。本礦石の割目、空隙等には板狀或は纖維狀の蛇紋石が生成して居るが、此蛇紋石はクローム礦床の母岩たる蛇紋岩を構成して居る普通の蛇紋石 (α 型蛇紋石) とは異なるもの (γ 型蛇紋石) である。

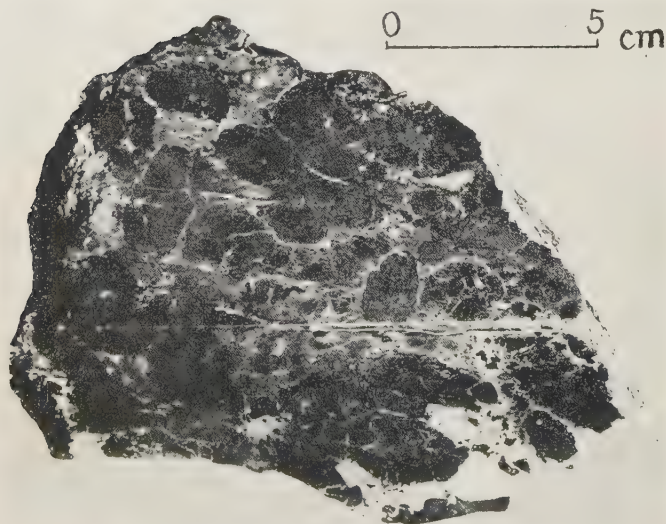
2 集粒塊狀礦 本礦は母岩を夾雜せる塊狀礦にして、成因的に岩漿分化により早期に生成せるものと蛇紋岩化作用の行はれたる後に生成せるもの

第 參 圖



クローム礦石が母岩を捕獲包裹せるもの。礦石は連鎖細粒斑狀礦に屬す (關宮礦山鹿倉口坑産)

第 四 圖

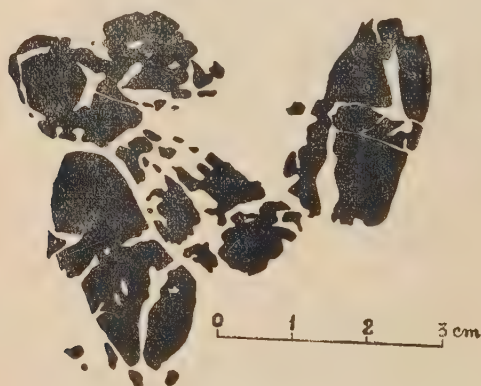


融蝕粗粒斑狀礦 (吉井舊坑山)

と二様のものがある。本地域に見らるゝものは後者のみにして、結晶質のものと、多少剥理を有し割れ易いものがある。含まるゝ母岩は不規則に散在せる場合と、薄片状に稍平行に挟在せらるゝ場合がある。礦石品位は Cr_2O_3 27 乃至 30% にして緻密塊状礦に次ぐものである。尾崎礦山第Ⅰ坑及び第Ⅱ坑は此種の礦石を主とし、又鹿倉口坑、及び松谷坑の一部にも見られる。

B 斑状礦 斑状礦は塊状礦に對し、母岩中にクローム鐵礦の散點せる礦石である。クローム鐵礦粒の大きいさ、散點或は集結の状態によりて更に種々に分類せられる。

第 五 圖



融蝕粗粒斑状礦 (第四圖の一部)

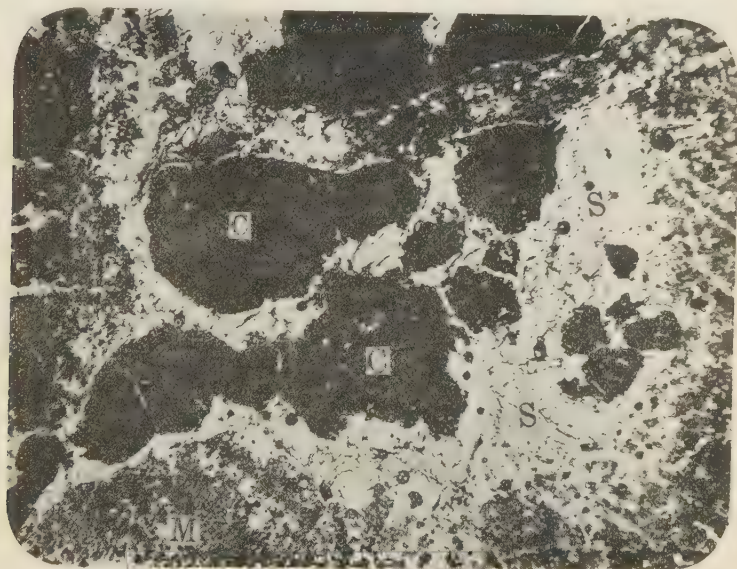
1 粗粒斑状礦 本礦は平均直径3糎乃至3糎のクローム鐵礦の粗粒が散點せる礦石にして、粒の形狀によりて更に2種に分たれるが、此分類は成因にも關係を有するものである。

a 融蝕粗粒斑状礦 本礦は長徑最大3.5糎の橢圓體状或は一般に融蝕により圓味を帯びた外形を示せるクローム鐵礦が點々と散在せる礦石にして、吉井舊坑のみより見出されたものである。クローム鐵礦の各結晶は往々割目に沿ひて、數個の不規則斷片に分離し、周圍及び各斷片の間は母岩に

より取圍まれ或は充填せられて居る(第四及び五圖)。

鏡下に於いてはクローム鐵礦の周縁部は岩漿の融蝕により不規則になり、稀に形の判然せざる黄綠色尖晶石礫礦物を其周邊に伴つて居ることがある。クローム鐵礦は黄褐、褐、濃褐、稀に赤褐色を呈し、半透明にして黑色帶少く、母岩に直接せる周縁部に於いても黑色不透明部を全く存しない場合の多いことは一の特徴と見るべきものである。

第 六 圖



連鎖粗粒斑狀礦 (關宮嶺山松谷坑 1 號坑産) $\times 17$

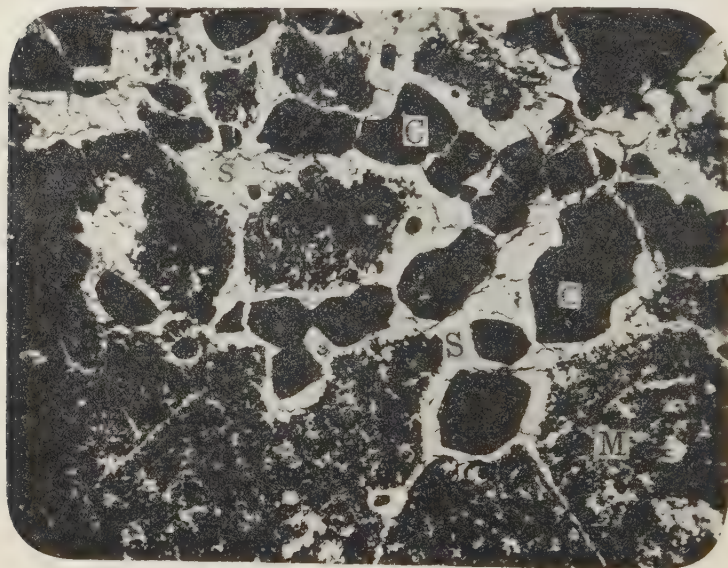
C クローム鐵礦 S γ 型蛇紋石 M 母岩(細粒質
橄欖岩の蛇紋岩化及び炭酸化作用を蒙れるもの)

b 連鎖粗粒斑狀礦 本礦は直徑 3 糎乃至 1 糎のクローム鐵礦粒が斑點狀をなして不規則に散點せるものにして、顯微鏡下に於いては各礦粒を包む特殊の蛇紋石によりて相連結せられて居る。本礦は松谷坑のみに産し、礦體の周縁部或は分枝部に見られ、礦石品位は Cr_2O_3 17 乃至 20% である。本礦石を構成せる蛇紋岩は灰綠、灰青或は暗青色にして、暗青色の場合はク

ローム鐵礦粒の判然と見分け難いことがある。

鏡下にては不規則形のクローム鐵礦粒が個々相離れて散點して居るが、其周圍を β 型蛇紋石により全く包圍せられて居る(第六圖)。クローム鐵礦は多く不規則粒狀であるが、時に圓味を帶び、又一般に周縁の不規則な刻み、内部の割目及び空隙に富んで居る。赤褐色半透明のものもあるが、過半は黑色不透明帶に圍まれ、中心部のみ僅かに赤褐色を呈して居る。

第 七 圖



連鎖細粒斑狀礦 (關宮礦山松谷坑 2 號坑產) $\times 17$

C クローム鐵礦 S β 型蛇紋石 M 母岩(第六圖のものと同種)

2 細粒斑狀礦 本礦は大體徑 3 耗以下の細粒のクローム鐵礦が母岩中に散點せる礦石に對して名づけたるものにして、本地域に見らるゝ連鎖細粒斑狀礦以外、岩漿より初期に品出生成するクローム鐵礦の散點せる礦石¹⁾も含まるべきである。

1) 福井縣和田礦山に於いて探掘中の礦石に此種のものが存する。此に就きては後日報告する豫定である。

連鎖細粒斑狀礦 本礦は大體徑3耗以下のクローム鐵礦細粒が母岩中に散點せるものであるが、顯微鏡下に於いては各礦粒の連絡せるものもあり、又各礦粒を包圍せる特殊の蛇紋石によりて連結せられて居るものもある(第七圖)。本礦にはクローム鐵礦粒が甚だ密に集合散點せるものより、著しく疎に點在せるものまで種々の中間型が存在する。且前者の極端なるものは集粒塊狀礦に近づき、後者の極端なるものは母岩に次第に移過する。多里地方に多き所謂メツチャ礦なる礦染礦は此種のものであるが、本地域には比較的密なるものが多く、礦石品位も稍高く、平均 Cr_2O_3 17 乃至 23% である。此種の礦石は礦體の周縁、先端或は分枝部に生成せることが多く、鹿倉口、松谷、小谷の各坑に普通に見られ、又尾崎礦山第1坑及び第2坑にも産する。時に鹿倉口坑の礦體周縁部に於いては此種の礦石より成る礦體が母岩中に分枝侵入して之を交代し、母岩を捕獲し、時に完全に包裹することがある(第參圖)。包含せられたる母岩は徑最大5耗にして多く圓味を帶びて存する。

鏡下に於いては種々の大いさの個々分離せるクローム鐵礦粒が種々の密度をなして散點して居り、其或ものは互に連結して居る。且之等個々の礦粒は板狀或は纖維狀を示す β 及び γ 型蛇紋石に包圍せられ、此等特殊の蛇紋石によりて相連絡せられて居る(第七圖)。クローム鐵礦は粗粒斑狀礦に比し大いさ小であるが、其形狀は相似て居る。色は褐、濃褐或は赤褐色であるが、黑色帶に包圍せらるゝもの多く、時に礦粒が全く黑色不透明にして、恐らくは磁鐵礦ならんと思はるゝものも存する。鹿倉口坑に於ける母岩を捕獲包圍せる礦石は上述の如きクローム鐵礦粒が集合連絡して母岩の一部を包圍せるものにして、個々のクローム鐵礦の性狀は上述のものと同様である。

3 縞狀礦 本礦は融蝕粗粒斑狀礦を構成せるクローム鐵礦粒が更に岩漿の融蝕を受け、又割目に沿ひて分離せられ、其小形となれるものが比重等の關係により二次的に縞狀に集合排列せるものにして、吉井舊坑のみに見

出される。クローム鐵礦粒は徑 3 耗位のものが多く、融蝕により圓味を帯びたものと、破壊分離せられて不規則形を呈するものがある。鏡下の性質は融蝕粗粒斑狀礦に比し小なるのみにして、其他に就きては略々同様である。

4 集粒斑狀礦 本礦は縞狀礦を構成するクローム鐵礦粒と同様のものが不規則塊狀或は墨流し狀に散點集合せる礦石にして、吉井舊坑のみに認められる。極端に密にクローム鐵礦粒の集合せる場合は集粒塊狀礦と稱すべきである。多甲地方稻積礦山 9 號坑の岩漿分化により早期に成生せるクローム礦石¹⁾には集粒斑狀礦或は塊狀礦に屬するものがある。クローム鐵礦の鏡下の性状は縞狀礦或は融蝕粗粒斑狀礦に於けるものと同様である。

5 微粒斑狀礦 本礦はクローム鐵礦結晶が肉眼的に全く認められぬ黑色塊狀の礦石であるが、顯微鏡下では微粒のクローム鐵礦及び尖晶石の混在し居るものである。本礦は養父礦山第 1 坑及び第 2 坑に存し、母岩に比し稍比重の大なるのみにして、礦石品位は Cr_2O_3 15% に過ぎず、極めて低品位のものである。本礦により構成せられし礦體は板狀をなし、礦體の各部略々均質である。母岩との境界は判然として居るが、接觸部に於いて特別の變化帯を生成せず、只水爆石、霏石或はクローム華を作ふ事が少くない。

鏡下に於いては蛇紋石中にクローム鐵礦の微粒が不規則に混在して居るのが認められ、不規則粒狀、流狀或は海苔狀をなし、其色は黑色、黃褐色或は濃黃色を呈して居る。黑色のものは磁鐵礦分に富むものゝ如く、黃褐色のものはクローム鐵礦と思はるゝも、濃黃色のものは尖晶石にして、恐らくクローム尖晶石 (chrome spinel or picotite) に屬するものであらう。

Eskola²⁾ はクロームは可動性を有し、含クローム礦物は交代作用によりても生成され、又クローム鐵礦は蛇紋岩化作用に關係して分離せられた礦石色素 (ore pigment) 中にも存して居ることを述べて居る。本礦の成因

1) 石川俊夫、前出。

2) P. Eskola: loc. cit. pp. 29-30.

に就きては未だ不明であるが、蛇紋岩化作用に關係して分離せる含クローム溶液より生成せるものではなからうか。周囲の蛇紋石は流狀、纖維狀或は羽毛狀をなし、普通の α 型蛇紋石に屬するものであるがクローム鐵礦の集合の空隙に存在せる蛇紋石には板狀をなし、 γ 型蛇紋石に類するものが存する。

VI 礦體母岩接觸部の岩石學的性質

礦床附近の母岩は一般に蛇紋岩化して居り、橄欖岩である場合は少い。蛇紋岩は暗綠、灰綠、黃綠或は乳綠色を呈し、時に滑面光澤を呈する。塊狀或は稍剝理を有し、一般に柔軟にして碎け易いが、稀に堅硬なものも存する。

礦體を構成せるクローム鐵礦が母岩と直接せる場合、或るものは其接觸面に沿ひ、礦床の母岩たる蛇紋岩を構成せる普通の蛇紋石とは異なる新生の蛇紋石より成る變化帯を伴ふて居る。此變化帯は顯微鏡下のみならず、肉眼的にも容易に認められる場合がある。此變化帯の幅は3耗以下で極めて狭いものであり、大部分は1耗以下である。此帶はクローム鐵礦粒を完全に包圍して相連結して居り、其生成はクローム鐵礦の生成と殆んど同時的に行はれた事は明かである。此帶を礦體の接觸により母岩の變化したる部分と考ふるよりは、寧ろ礦床生成に際しクローム鐵礦を生ずべき溶液と共に運ばれ來りし溶液より生成せるものと考へる方が妥當なことの様である。

此新生礦物は熱水礦物たる蛇紋石類のものであらうが、蛇紋岩を構成せる普通の蛇紋石とは其性質を異にして居り、今記述の便宜上鏡下の形、色、屈折率、複屈折等により次の如く α 、 β 、 γ の3型に區別を試みた。

α 型蛇紋石—無色、淡綠或は淡黃色にして、纖維狀、羽毛狀、篩狀或は流狀を呈する。屈折率低く大體1.560~1.580の間に存し、複屈折も弱く、0.005以下と思はれる。蛇紋岩を構成して居る普通の蛇紋石は此型に屬するものである。

β 型蛇紋石—無色、多く纖維狀を呈し、屈折率 1.580~1.590の間に存す

る。複屈折も弱く、大體 0.005 以下と思はれ、一般に暗綠色の低い干涉色を示して居る。

γ 型蛇紋石—無色、板狀或は纖維狀を呈し、板狀のものでは光學的—一軸性正號、纖維狀のものでは二軸性を示す。兩者共直消光をなし、延長性は負である。屈折率は大部分 1.590~1.610 間に存するが、纖維狀のものでは 1.580~1.590 位のものが存する。複屈折は α , β 兩型のものより稍強く、

第 八 圖



融蝕粗粒斑狀礦 (吉井舊坑産) $\times 17$

C クローム鐵礦 P 橄欖岩

0.10 以下と思はれる。

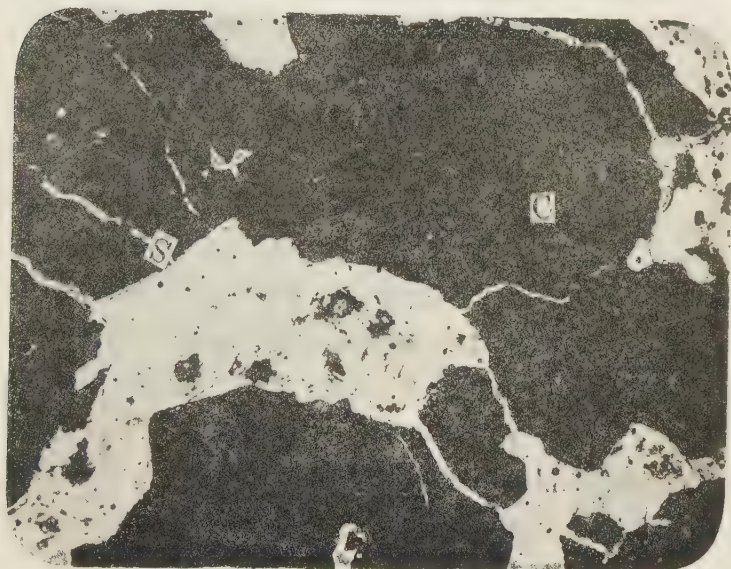
上述の現象は何れの場合にも見られるものではなく、融蝕粗粒斑狀礦、綫狀礦、集粒斑狀礦或は微粒斑狀礦の場合には全く認められない。次に各礦石と母岩の接觸部に於ける岩石學的性質を記述する。

(I) 塊狀礦は礦體の中心部を構成して居ることが多く、從つて母岩と直接せる場合が少い。此種礦石の割目、空隙其他に挟在して居る礦物は γ 型

蛇紋石にして、尾崎礦山第2坑緻密塊狀礦中のものは折屈率 1.593~1.605を測る。

(2) 融蝕粗粒斑狀礦、縞狀礦、及び集粒斑狀礦の母岩は頑火石透輝石橄欖岩或は其蛇紋岩化せるものである。橄欖岩は暗青或は暗綠色を呈し、肉眼的にも顯微鏡的にもクローム鐵礦と母岩の接觸部に何等の變化帶を認めない(第八圖)。母岩は鏡下に於いて細粒の橄欖石、透輝石、頑火石より成りク

第 九 圖



融蝕粗粒斑狀礦（吉井舊坑産）×17

C クローム鐵礦 S 蛇紋岩

ローム鐵礦と直接せる部分に於いて何等の變化帶なく、前記3礦物がクローム鐵礦を包圍せる状態にある。

橄欖岩の全く蛇紋岩化せるものは黄綠色を呈し、クローム鐵礦との接觸面に何等變化帶を有せぬことは橄欖岩の場合と同様である(第九圖)。鏡下に於いては接觸附近にα型蛇紋石と共にγ型蛇紋石も見られる。α型蛇紋

石は屈折率 1.556~1.567 を示し、 γ 型蛇紋石はこれと混じて存し、クローム鐵礦粒を包圍せる現象は認められない。此場合の蛇紋岩化作用はクローム鐵礦生成後に行はれたものと考へるのが適當である。

(3) 連鎖粗粒斑狀礦及び連鎖細粒斑狀礦に於いてはクローム鐵礦と母岩の接觸面に必ず γ 或は β 型の蛇紋石を作ふて居る (第六及び七圖)。松谷坑の連鎖粗粒斑狀礦の接觸部に β 型蛇紋石を作ふこともあり、又 γ 型の蛇紋石を生成して居ることもある。尙 γ 型のものゝ屈折率は 1.591~1.601 の間に存する。尾崎礦山第 1 坑の連鎖細粒斑狀礦に於いては γ 型蛇紋石が見られ、其屈折率は 1.594~1.602 である。

松谷坑の礦床母岩には細粒質橄欖岩の蛇紋石化と共に炭酸化作用を受けたものが比較的多い。此等は灰青或は灰綠色で、時に外見泥岩狀に變つたものがある。此種の母岩に連鎖細粒斑狀礦の含まれたる場合、其接觸面に 1 耗位の幅にて濃綠色の變化帶を認め、特に分枝せる礦體に挟まれたる部分に著しい。鏡下にて母岩中の蛇紋石は淡黃色の α 型蛇紋石であるが、接觸部に生成せるものは屈折率 1.582~1.588 の β 型蛇紋石である。時にクローム鐵礦粒を包圍せる β 型蛇紋石が、脈狀をなして母岩中に分枝貫入し、其蛇紋石中に尙クローム鐵礦粒を包含して居る場合がある。

鹿倉口坑の母岩を捕獲包裹せる連鎖細粒斑狀礦に於いては、包裹せられた母岩は徑 5 糎以下にして球狀或は周緣圓味を帯びたる形を呈し、クローム鐵礦に包圍せられたる接觸面は 3 耗位の幅にて黑色に變化し、接觸部を遠ざかれば灰黄綠色である。鏡下に於いて灰黄色の部分は無色或は淡褐色に汚染せられし α 型蛇紋石より成り、屈折率 1.565~1.566、複屈折は極めて低いものである。黑色帶の部分は長さ 0.1 乃至 0.2 耗、板狀或は纖維狀の γ 型蛇紋石より成るものであり、屈折率は 1.581~1.590 を示す。

(4) 養父礦山第 1 坑及び第 2 坑に産する微粒斑狀礦は母岩との間に水爆石、霞石、クローム華等を介在せる以外、接觸部に於いて何等變化帶を認めない。水爆石は熱水溶液に關係あるものと考へられるが、接觸部のみでな

く、礦石の間隙等にも生成して居る。

VII 礦床の随伴礦物

礦床に伴ひて存在し、多く礦石の割目、周縁或は空隙中に見出さるゝ礦物にはクローム華 (chrome ocher)、水爆石 (aquacryptite)、霰石 (aragonite)、方解石 (calcite) 等がある。他の地域のクローム礦床に伴ひ屢々見出さるゝ堇泥石 (kämmerelite) やクローム柘榴石 (uvarovite) 等は本地域に於いて未だ發見し得ない。

クローム華は緻密塊狀礦に伴つて見らるゝこと多く、綠色、薄片狀或は被膜狀をなして礦石面に附着し、松谷坑及び尾崎礦山第2坑に普通である。水爆石は黄褐色粘土狀にして概して薄く、礦石と母岩の境界面及び礦石の割目に存する。乾燥して水分を失ふときは縞狀をなし、表面に不規則な龜裂を生じ、水に浸すときはパチパチと音を發する。此れは養父礦山第1坑に屢々見出される。霰石は礦石の空隙或は母岩と礦體の接觸部に生成し、無色或は白色にして、屢々放射狀の習癖を呈して居る。方解石は礦石中の空隙に見出さるゝ外、母岩及び礦石を貫く脈として生成せるものが多い。霰石及び方解石は養父礦山第1坑、鹿倉口坑、小谷坑に存する。

VIII 成因的考察

筆者は前に鳥取縣多里地方のクローム礦床に就き、其生成時期¹⁾に2様ある事を述べた。即ち岩漿時代 (magmatic stage) のものと熱水時代 (hydrothermal stage) のものである。本地域のクローム礦床に就きても、礦體の形狀、礦石の性質、礦體と母岩接觸部の岩石學的性質等より考察するに、其成因は一樣でなく、次の2つに分けられるものである。

(I) 吉井舊坑に産する融蝕粗粒斑狀礦、縞狀礦及び集粒斑狀礦は岩漿より早期に晶出せるクローム鐵礦粒が散點し、或は二次的に縞狀に集合排列し、或は不規則塊狀に集粒せるものである。岩漿中に最初に晶出せるもの

1) 石川俊夫、前出 287~288 頁

は稍大形に發育したと考へられるが、後に岩漿に融蝕せられ、又割目に沿ひて分離して行く。融蝕粗粒斑狀礦はかくして生成せられたるものゝ如く、個々の結晶は徑 3.5 糎に及ぶものもあり、大形であるが、周縁は圓味を帶び、又割目より分離し其間を母岩により充填せられて居る。分離と融蝕が進み次第に小粒に化せるものが二次的に縞狀に排列すれば縞狀礦となり、不規則塊狀に集粒すれば集粒斑狀礦となる。従つて母岩が攪礫岩である場合も蛇紋岩である場合も其接觸面には何等の變化帶を認めない。蛇紋岩化作用はクローム鐵礦の生成後に行はれたことは明かである。

此等の礦石に於いてはクローム鐵礦自身も、褐色半透明にして、黑色不透明帶少く、連鎖斑狀礦を構成せるクローム鐵礦と著しく異なるものである。集粒斑狀礦は鳥取縣稻積礦山 9 號坑に見る岩漿時代生成のクローム礦石と外見、鏡下の性質共によく似て居る。

(2) 吉井舊坑以外の礦體は板狀、脈狀或はレンズ狀をなし、時に膨縮しつゝ連續して居る。礦體中心部は主として塊狀礦より成るも、其周縁、先端或は分枝部等は連鎖斑狀礦に變り、時には母岩を捕獲包裹し、或は細脈となりて母岩中に縫入せるものがある。此等は母岩の固結後礦體の貫入生成があり、その周縁部に於いては更に母岩を交代し、或は礦染せるものと考へられる。又礦體と母岩の接觸部には β 或は γ 型蛇紋石より成る變化帶を伴ひ、此變化帶はクローム鐵礦粒を常に包圍連結せしめて居る。此現象は吉井舊坑に於いては全く見られないものであり、成因考察上意義あるものである。即ちクローム鐵礦を生成すべき溶液に伴へる溶液より生成せるものとすれば、クローム鐵礦の生成がかかる熱水礦物生成の時期に於いて行はれたこととなる。

從來の文献中、Russia の Saranovskoye 地方¹⁾に於ける岩漿分化礦床たるクローム鐵礦は自形をなすが、其周圍は輝石の綠泥石化せるものに包

1) W. H. Emmons: The principle of economic geology (1940), p. 432.

圍せられて居ることが述べられて居る。又 Caesar 及び Konopicky¹⁾ はクローム礦石の分析結果より、クローム礦石中には綠泥石 或は蛇紋石の含まるゝことを知り、之等は岩漿時代に生成せるクローム礦床に含まれた過鹽基性火成岩の構成礦物が其後變化を受けて綠泥石 或は蛇紋石に成れるものと述べて居る。即ち狹義の岩漿分化礦床にも上述の現象と相似たるものが見られることはあるが、本地域のクローム礦床に見る如く、吉井舊坑の岩漿分化によりて生成せるクローム礦石には全くかゝる變化が見られず、一方吉井舊坑以外の礦床に於いては殆んど常に礦石と母岩の接觸部にかゝる變化帯を作つて居る。従つてかゝる變化帯はクローム礦床の生成に伴ひて生成せるものと解せられる。

此種の礦體を形成せる礦石は大部分塊狀礦と連鎖斑狀礦であり、連鎖斑狀礦のクローム鐵礦粒は甚だ黑色不透明帯に富み、融蝕粗粒斑狀礦中のものと著しく異つて居る。上述の種々の點より考察して之等の礦床は橄欖岩が蛇紋岩化作用を受けたる後に生成せられたるものと思はれる。只養父礦山第Ⅰ坑の微粒斑狀礦より成る礦體に就きては未だ明かな見解を有して居ないが、礦體は板狀を呈し、母岩とは平滑なる接觸面を以て境し、クローム鐵礦は微粒をなして蛇紋石中に混在して居ることより、岩漿分化により早期に晶出せるものではなく、母岩固結後蛇紋石と共に貫入生成したものゝ様である。恐らくは橄欖岩の蛇紋岩化作用に密接なる關係を有し、蛇紋岩化作用に際し分離したる含クローム溶液より生成したクローム鐵礦が同時に生成した蛇紋石中に混在せるものであらう。

IX 各 礦 山 の 特 徴

A 關宮礦山 本礦山は品川白煉瓦株式會社の經營に係るものにして、關宮村字出合附近に存し、現在採掘或は探礦中の現場は鹿倉口、松谷、小谷の3坑にして何れも八木川北側に位して居る。

1) F. Caesar u. K. Konopicky: *Chemie der Erde*, Bd. 13, Ht. 2. (1940) S. 192-205.

(1) 鹿谷口坑—道路より小澤に沿ひて上ること 1 軒、標高 500 米、道路よりの高さ 120 米の點に位する。礦體は 10 年前發見され一時稼行せられしも、其後休山し、昭和 14 年 12 月再開せられた。嘗ては露天掘も行つたが、現在は坑道掘のみにて採掘して居る。

礦體は北に約 10 度傾ける板狀體にして、厚さ最大 1 米、多少膨縮しつつ連續する。母岩との境界は明瞭な平滑面をなすこと稀にして、大部分は兩者の接觸面不規則に出入し、特に礦體が母岩を交代し、これを捕獲包裹せるものゝ多きことを特徴として居る。礦石は集粒塊狀礦及び連鎖細粒斑狀礦を主とし、これを採掘し、母岩を含み品位の低き礦石に對しては粉狀にして選礦を施して居る。稀には緻密塊狀礦も存する。

(2) 松谷坑—道路より小澤に沿ひ約 2 軒、標高 600 米、道路よりの高さ 250 米の山腹に位して居る。礦體は十數年前に發見せられ、1 號、2 號の 2 坑あるも、1 號坑は開坑古く礦體を殆んど採掘し盡し、坑内も一部崩壞して居り、現在は 2 號坑のみ稼行して居る。

礦體は略々平行なる上下 2 枚の板狀體より成る。1 號坑礦體は下部に存し、北東の走向を有し北西に 10 乃至 20 度傾斜し、本地域の礦體としては稍膨縮の著しいものである。2 號坑礦體は上部に存し、北東の走向を有し、北西に 20 乃至 30 度傾斜し、厚さ平均 1.5 米にして膨縮の程度は前者に比して少い。兩礦體共分枝を出して縞狀を成すを特徴とす。母岩は大部分蛇紋岩であるが、細粒質橄欖岩も殘存して、蛇紋岩に比し稍堅硬な部分を生じ、本礦體の膨縮の他に比して著きは、一部このためと考へられる。又母岩及び礦體を切りて玢岩の岩脈貫入し、1 號坑内のものは北 65 度東に走り東南に 75 度傾き、2 號坑内のものは北西に走つて居る。

礦石は緻密塊狀礦及び連鎖斑狀礦にして前者は礦體中心部に存し、後者は周縁、先端及び分枝部に多い。主として採掘せるは此兩者にして、連鎖斑狀礦中には粗粒なるものと、細粒なるものがあり、粗粒なるものは本坑のみに産する。

(3) 小谷坑—道路より約 2 軒、標高 500 米、道路よりの高さ 250 米の山腹に位し、嘗て採掘稼行せられたるも、其後休山し、最近再び探礦を開始せるものである。嘗て採掘せる礦石の性狀は松谷坑のものによく似て居る。此等の坑の外、出合より松谷に至る道路東則に本礦山の舊坑が存し、嘗て品位 Cr_2O_3 40% の上礦を出したことがある。

B 養父礦山 本礦山は關宮村字足坂に存し、個人經營の礦山である。八木川北側に位し、川を隔て中瀬金山に對して居る。採掘或は探礦中の現場は第 I, 2, 3 の 3 坑にして、現場採掘中のものは第 I 坑のみである。

(1) 第 I 坑—道路より I 軒、標高 540 米、道路よりの高さ 300 米の急山腹に位する。長く休山せるも、二三年前より再開せられたものであり、露天掘及び坑道掘により採掘して居る。礦體は走向北 60 度西、傾斜北東 10 度、厚さ最大 60 呎、最小 15 呎の少しく膨縮して連続せる板狀體である。礦體、母岩の境界は判然たる平滑面を呈し、稀に水爆石を介在して居る。礦石は微粒斑狀礦にして、品位は Cr_2O_3 15% で低いものであるが、本地域のみならず、他の地域に於いても此種の礦石は稀なる種類のものである。母岩との接觸部に於いて、母岩に對し殆んど變化を與へて居ないが、母岩との境界面に水爆石の外殼石を伴ふことが少くない。

(2) 第 2 坑—嘗て採掘せられたることあるも、現在坑内は崩壞して居る。最近に至り、坑を修築、探礦を開始せんとして居る。礦石は第 I 坑のものに類似す。

(3) 第 3 坑—嘗て丸三礦業株式會社にて所有せるも、其後長い間休山し、最近探礦を開始したものである。礦石は緻密塊狀礦にしてクローム華を伴ひ、品位 Cr_2O_3 40% の上礦である。礦體は脈狀體にして下部に長く連續するものである。

C 尾崎礦山 本礦山は關宮村字尾崎に存し、丸三礦業株式會社の經營に係る。八木川北側に存し、第 I, 2, 3 の 3 坑より成るも、現在採掘せるは第 I 坑のみである。

(I) 第 I 坑—道路より 0.5 軒, 標高 250 米, 道路よりの高さ 80 米に位し露天掘及び坑道掘にて採掘する。

礦體は北々西に長く, 南西に約 60 度傾き, 厚さ最大 6 米のレンズ狀體にして膨縮は少い。母岩との境界は判然とし, 稀に粘土を伴ふて居るが, 連鎖細粒斑狀礦の礦體周縁に存する時は境界は明瞭でない。礦石は主として集粒塊狀礦及び連鎖細粒斑狀礦であり, 兩者を採掘して居る。礦體に接せる母岩は乳黄綠色, 滑光澤を呈し, 時に多少の剝理を有して居る。

(2) 第 2 坑—道路より 0.5 軒, 標高 250 米, 道路よりの高さ 80 米の點に位し, 現在探礦中である。

礦體は厚さ最大 5 軒の脈狀體にして, 約 30 度傾斜して居る。礦體と母岩の境界は判然とし, 稀に粘土を介在する。又坑口附近には母岩を貫き玢岩の岩脈が存在する。礦岩は第 I 坑と同様のものであるが, 此外に轉石として緻密塊狀礦が多量に見出され, 品位 Cr_2O_3 32% である。

(3) 第 3 坑—現在坑は崩壊して居るが, 最近探礦を始めたものである。嘗て採掘せる礦石は品位 Cr_2O_3 30% の緻密塊狀礦である。

D 其他の舊坑 吉井舊坑 (D. 1) 關宮村字吉井に存し, 八木川南側, 標高 600 米の山腹に位し, 嘗て採掘せるも現在は中止して居る。

礦石は融蝕粗粒斑狀礦, 綫狀礦及び集粒斑狀礦にして, 其他の礦床と異り, 岩漿時代に生成せられたものである。従つて母岩たる頑火石透輝石橄欖岩に對し, 其接觸部に於いて何等の變化を與へて居ない。母岩の蛇紋岩化せる部分あるも蛇紋岩化作用は礦床生成後に行はれたものである。又八木川北側にも約 5 軒を出せる舊坑が存する。此外本地域には關宮 (D. 2), 八木谷 (D. 3), 轟 (D. 4), 小路頃 (D. 5), 鶺鴒 (D. 6), 川原場 (D. 7) 其他の舊坑存し, 關宮にては 70 軒, 八木谷 200 軒, 轟 100 軒の出礦ありしと云ふ。又相地にはクローム鐵礦の轉石多しと聞く。

X 摘 要

(I) 兵庫縣關宮村附近には橄欖岩及び其より變化せる蛇紋岩の比較的廣

き分布があり、其中、特に蛇紋岩中には數多のクローム礦床を胚胎して居る。現在稼行中の關宮、養父、尾崎の3礦山其他、礦床の大部分は此橄欖岩及び蛇紋岩體の北縁に近く存して居る。

(2) 礦體の形狀は大部分板狀、脈狀或はレンズ狀にして、多少膨縮があり、時に分枝して縞狀となるも、不規則大塊狀の礦體は存しない。

(3) 本地域の礦石は其成因による外、礦體の中心、先端、周縁部等部分によりても、其性質を異にすることがある。大別すれば、クローム鐵礦の塊狀に固結せる塊狀礦とクローム鐵礦の母岩中に散點せる斑狀礦の2種に分ち得る。

塊狀礦は母岩固結後の生成に係り、上述礦體の中心部を構成して居る場合が多い。塊狀礦には緻密塊狀礦 (Cr_2O_3 30~40%) と母岩を介在することのある集粒塊狀礦 (Cr_2O_3 27~30%) があり、此等は漸移的のものである。

斑狀礦には母岩固結後の生成によるものと岩漿より早期に晶出生成せるものとがある。前者に屬するものは連鎖斑狀礦と微粒斑狀礦である。連鎖斑狀礦は主として礦體の周縁、先端或は分枝部等を構成し、一種の礦染礦と考へられるものである。時には不規則に母岩を交代し行き、これを捕獲包裹せる礦石が存する。顯微鏡的には蛇紋岩を構成せる蛇紋石(α 型蛇紋石)と異なる特殊の蛇紋石(β 或は γ 型蛇紋石)が、個々のクローム鐵礦を包圍連絡して居る。連鎖斑狀礦には粗粒なるクローム鐵礦より成る連鎖粗粒斑狀礦 (Cr_2O_3 17~20%) と細粒のクローム鐵礦より成る連鎖細粒斑狀礦 (Cr_2O_3 17~25%) があり、兩者は集粒塊狀礦と漸移的なものがある。微粒斑狀礦 (Cr_2O_3 15%) は肉眼的には微粒のクローム鐵礦或は尖晶石が蛇紋石と混合して居るのが認められる。

岩漿より早期に晶出生成せる斑狀礦には融蝕粗粒斑狀礦、縞狀礦及び集粒斑狀礦の3種のものがある。融蝕粗粒斑狀礦は粗粒のクローム鐵礦が岩漿により周縁を融蝕せられ、又割目に沿ひて分離せられて居る。更に融蝕

や分離によりて細粒となれるものが縞狀に排列し、或は不規則に集結せるものがある。前者を縞狀礦、後者を集粒斑狀礦と稱する。此等の礦石を構成せる個々のクローム鐵礦粒は個々分離して居り、鏡下に於いては褐色半透明にして、黑色不透明帶を有すること少く、連鎖斑狀礦の如く、黑色帶に富むクローム鐵礦粒は見られない。

(4) 塊狀礦或は微粒斑狀礦より成る礦體は母岩との境界が判然とし、平滑面を呈する。連鎖斑狀礦より成る礦體では母岩との境界が不規則に出入し、時には母岩を捕獲包裹して居る。又礦染が次第に疎になれるものは母岩と漸移的に變つて行く。

(5) 母岩固結後に生成せる礦石が母岩と接觸せる部分には、 β 或は γ 型蛇紋石を伴つて居る。此蛇紋石はクローム鐵礦の生成と密接なる關係を有し、之と同時に或は直後に生成せられしものであらう。塊狀礦の間隙に認められる蛇紋石も此種のものである。微粒斑狀礦では母岩との接觸部に、水爆石を作ふ外、著しき變化を認め得ない。岩漿より早期に品出せる礦石は母岩との接觸部に全く變化帶を認め得ない。

(6) 本地域のクローム礦床の成因には、岩漿分化により早期に生成せられたるものと、母岩固結後に生成せられたるものと2様ある。前者に屬するものは融蝕粗粒斑狀礦、縞狀礦、集粒斑狀礦にして、蛇紋岩化作用は礦床生成後に起つたものである。

後者に屬するものは塊狀礦、連鎖斑狀礦、微粒斑狀礦にして、蛇紋岩化作用は前2者に先だつて起つたものであるが、最後のものは蛇紋岩化作用に伴ふて生成せるものと如くである。

本研究は學術振興會第2小委員會より鈴木醇教授に對し支給せられたる研究費の一部によるものにして、爰に記して深甚の謝意を表す。

會 報 及 雜 報

總會及聯合講演會豫告 本誌先號及び“はがき”を以て豫告の通り、本會本年度總會及び學術講演會を次の通り開催すべく、ここに一般會員に告ぐ。

開催地 京都市 會場 京都帝國大學

期 日 昭和16年4月5日(土曜)及び6日(日曜)

日 程

本會總會 第1日午前9時半より

會務報告 役員選舉

神津獎學會賞贈呈

聯合講演會 第1日午前10時半より第2日午後に至るまで

日本地質學會、日本地理學會、日本火山學會と聯合にて開催

見學旅行 會後引續き見學旅行を行ふ。

會誌 25 卷發刊記念 神津會長の獻身的御盡力と、會員各位の御支持とにより、ここに本會會誌 25 卷を刊行するに至れるは、同慶に堪へざる所なり。仍て去る3月12日、在仙役員相集り、その記念懇談會を催はし、既往を追懷して更に今後之發展を期せり。席上神津會長より、發刊以來本會々誌に盡力せられたる現舊役員に對し、記念品の贈與あり、在仙以外の役員にも之を送達せらる(編輯係)。

佐川顧問逝去 本會顧問佐川榮次郎氏は去る2月病氣の爲めに逝去せらる。本會はここに謹んで弔意を表し、會長より弔辭を呈せり。

宮城縣矢本町附近産沼鐵礦 宮城縣桃生郡矢本町の北部より赤井村の一部に亙り、水田の下底に一見鐵滓狀の塊を産し、水田耕作に妨害を成せる場合ありき。最近之を調査して、良質の沼鐵礦なることを知れるものあり、冬季水田の休閑時を利用し、之を採掘するもの現はれ、之を大阪方面の鐵工場に送りつゝあり、日下日産20噸に達す。本層は水田面下約20~30纏の下底に於て15~20纏の厚さを以て擴がり、その下には往々浮石質粘土或は泥炭質粘土を隔てて廣く細砂の厚層を見る。特に宮電矢本驛の北方約2軒の下小松附近にては水田下一帯に廣く連なり、坪約1噸の産出を見つつあり〔渡邊萬〕。

岩手縣黑澤尻町附近産礫土礦 東北本線黑澤尻驛より花巻驛に向つて凡そ2軒、線路の西側車窓に近く、大工場の新設を見、附近の原野を盛んに採掘する。

方、之に向つて引込線を建設するため、村崎野信號所の擴張を見つつあることは、行客の注目に値する所なり。これ即ちこの附近の原野一帯に分布する特殊の礬土礦を原料とする國產輕銀工業株式會社黑澤尻工場にして、黑澤尻町の北方約1.1 軒、和賀郡飯豊村と界を接する部分にあり。

本工場の原料を成す礬土礦は、一種の浮石質粘土にして、乾けば淡黃色脆軟にして、容易に指頭にて粉碎せられ、之を水中にて揉めど泥狀となり、容易に水中に懸濁し、ただそのうちの輝石竝に磁鐵礦と、安山岩質小破片とを沈積す。この特殊の粘土層は、北は黑澤尻町の北部より、その北隣三子村の西部、飯豊村の大部分及び笹間村、その西隣の藤根村及び横川目村、南は和賀川の沖積地を隔てて鬼柳町の一部等、この地方一帯に廣く發達する段丘性原野面に廣く分布し、現に採掘中なる飯豊村一帯に於ては、厚さ約1.7~2.0 米のほぼ水平なる層を成し、0.5~1.0 米の壩垣質表土の直下に位し、その下底は2.0~4.0 米の青白色粘土層を介して、比較的厚き砂礫の層を被ひ、その更に下底は、工場のボーリングの結果によれば、細砂竝に泥炭質の薄層を夾める厚き粘土の累層となり、地表下180 米に達す。かくの如く、この累層が現在の北上河底は勿論、海拔面下約100 米に達してなほ第三紀層に達せず、且つその下部が殆んど全部粘土層より成る事實は、本地域が當時一の陥没性湖盆を成し、本累層がその底に沈積したるを示すべし。

礬土礦層は本累層の殆んど最後の堆積物たり、之を現場に觀察すれば、直徑1.0~3.0 厘内外の圓味を帯びたる白色多孔質塊片より成り、殆んど層理を示さず、ただその一部に、黑色安山岩質の小角礫を雜然と混ずるのみ、これらの塊片の大部分は、容易に指頭にて碎かれ、水中に懸濁すれど、一部は比較的堅固にして、普通の浮石に異ならず、顯微鏡下に多少の斜長石、輝石、紫蘇輝石及び磁鐵礦と、多量の玻璃とより成り、斜長石は無數の泡沫狀及び網狀玻璃に貫ぬかれ、その晶出後再熔融の跡著るし。

本層を被ふものは厚さ0.5~1.0 米の壩垣及腐植質表土にして、之を除きてその下の礬土礦を露天掘し、之をトラにて工場に送り、特殊の攪拌機にて水と共に攪拌し、堅固にして粉碎し難き部分を篩別して除き、残りの大部分を汰盤に送り、比重の大なる磁鐵礦及び輝石を分離し、殘部即ち主として玻璃の膠化せる部分を硫酸にて處理したる上、更に精製して純白の粉末狀礬土(Al_2O_3)となし、之を富山縣上新川郡大澤野町に在る同社富山工場に送り、アルミニウムの製鍊に供しつつあり。

本礦の詳細なる物理化學的性質及びその產出狀態竝に成因の詳細に就ては、未だ不明の部分多きを以て、追つて報告すべし〔渡邊萬〕。

抄 錄

礦物學及結晶學

6371, 黑雲母の色とその化學成分の關係
Hall, A. J.

56 個の, 化學分析の行はれたる黑雲母を文獻中より選擇し, 全 FeO 量 (Fe_2O_3 は FeO に換算せり), TiO_2 量及び MgO 量を γ の色と比較し, 次の如き興味ある結果を得たり。

(1) 赤褐色黑雲母

TiO_2 (多量) + FeO (多量) + MgO (少量)

TiO_2 (多量) + FeO (少量) + MgO (多量)

(2) 青綠色黑雲母

FeO (多量) - TiO_2 + MgO (少量)

MgO + FeO - TiO_2

(3) 帶綠褐色黑雲母

FeO (多量) + TiO_2 (少量) + MgO (少量)

FeO (少量) + TiO_2 + MgO (多量)

(4) 褐色黑雲母

FeO (多量) + TiO_2 (少量) + MgO (少量)

FeO = MgO + TiO_2 (少量)

即ち黑雲母の色は FeO , MgO 及び TiO_2 の多少に關係するものにして, FeO は綠色を, TiO_2 は褐色及び赤色を生ず。 MgO は TiO_2 に依りて生じたる色の効果を稀薄にし若くは掩蔽するものの如し。(Am. Min. 26, 29~33, 1941)[大森]

6372, 黑雲母の化學成分と屈折率の關係
Hall, A. J.

筆者は黑雲母の化學成分と屈折率の關係が構造式に於る金屬原子の置換の見地

より考察さるべきことを提示せり。即ち屈折率に對する Fe'' , Fe''' , Ti'''' 並びに Ti''' , Mn'' , Zr'''' , Cr''' 等の影響にして, この中 FeO の γ に對する關係を, 近年分析されたる 59 個の結果より圖示せり。

今 Fe 及び Ti の量を夫々 x , y , Fe 及び Ti の屈折率 γ に對する影響を夫々 A , B とする時には, $\gamma = xA + yB$ なる關係式を得。本式にて得られたる γ の計算値は實驗値と比較的良好一致す。然れども Fe に富み, Ti に乏しき黑雲母は, Fe に乏しく, Ti に富みたるものと等しき屈折率を示すを以て, その屈折率のみより化學成分を求むる事は確實ならず。(Am. Min. 26, 34~41, 1941)[大森]

6373, 柘榴石双晶に對する新しき概念
von Gliszczynski, S.

Kobell (1851), Kenngott (1850~1851), Liebig 及び Kopp (1851) に依りて, 始めて (111) 柘榴石双晶が認められたり。Kobell は更に 1872 年にバイエルン礦物誌に於て, 平行なる三回對稱軸を有する二個の斜方二面體結晶を記載せり。Dana の System of Mineralogy の初版は此等の結果に基きて, 双晶: 接合面八面體とせり。

然るに其後 Arzruni はこの Kobell の記載に疑問を抱き, 同一試料を再検討するに, その双晶は偶然的のものなるを認め, (111) に依る柘榴石双晶は存在せざるものとせり。

更に Arzruni は (210) の新しき双晶を發見せり。この双晶はフィンランドの Pitkäranta 地方に産出し, 石灰-鐵柘榴

石に見らる。依りて Daua's System of Mineralogy の新版には、柘榴石の双晶を (210) と改訂せり。爾來本問題は殆んど論議されず。然れども柘榴石の (210) 双晶は果して双晶なるや。

筆者は Menzer の柘榴石結晶構造の結果に基き、構造幾何學的方法に依り、本問題を研究し、柘榴石には (111) 双晶並びに (210) 双晶の何れも存在せざる事を確めたり。之は又柘榴石と同一の結晶構造を有する berzeliite 及び cryolithionite に双晶の存在せざることに依りても明かなり。従つて柘榴石双晶の概念を除去し、之を“偶然的、多少双晶の外観を有する、二種の柘榴石の連晶”と見做すべきなり。(Zentralblatt. 1940, 252~253) [大森]

6374, 堇青石と共生する柘榴石の化學成分 Folinsbee, R. E.

カナダの Great Slave Lake の北に産出せる柘榴石の分析結果は、 SiO_2 37.53, Al_2O_3 22.42, Fe_2O_3 0.74, FeO 32.53, MgO 5.74, CaO 0.16, $\text{H}_2\text{O} +$ 0.10, TiO_2 0.03, MnO 0.66, 計 99.91% にて、之より求めたる端成分は Alm 74.0, Pv 24.0, Gr 0.5, Sp 1.5 なり。この柘榴石は黒雲母 ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ 39.9%, $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ 60.1%) 及び堇青石 ($\text{Mg}_3\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ 61.0%, $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ 39.0%) と共生す。文獻に依れば多くの堇青石は $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ 分子を 44% 以下に含有す。今 Fe:Mg 比を少しく増加して、Py を 12% 以下とする時には、堇青石の鐵分子も増加し、この安定範圍以

上になるべし。依りて柘榴石の成分が極めて狭き範圍内に存在する時のみ、熱變質水成岩中に、柘榴石、黒雲母及び堇青石が共生す。この水成岩の成分は Ca に乏しく、Fe 及び Mg に富みたるものなり。(Am. Min. 26, 50~53, 1941) [大森]

6375, Vrbaitite, Seligmannite 及び Samsonite の單位格子と空間群 Frondel, C. .

Weissenberg 等傾斜方法に依り、次の結果を得たり。Allchar 産 vrbaitite ($\text{Ti}(\text{As}, \text{Sb})_3\text{S}_5$) の格子恒数は $a_0=13.35\text{\AA}$, $b_0=23.32$, $c_0=11.23$ (± 0.05), $a_0:b_0:c_0=0.5725:1:0.5815$ にして、空間群は $Cmca$, 單位格子中に上記成分の 21 分子を含有す。Andreassberg 産の samsonite ($\text{Ag}_4\text{MnSb}_2\text{S}_6$) は $a_0=10.29$, $b_0=8.05$, $c_0=6.61$, $\beta=92^\circ 41'$, $a_0:b_0:c_0=1.278:1:0.821$ にして、空間群は $P2_1/n$, 上記の 2 分子を含有す。又 Bingham 産 Seligmannite は $a_0=8.04$, $b_0=8.66$, $c_0=7.56$, $a_0:b_0:c_0=0.928:1:0.873$, 空間群 $Pnmm$ にして、この 4 分子を含有す。更に aikinite (CuPbBiS_3) の粉末寫眞より本礦物は seligmannite 及び bournonite 族に屬せざることを知りたり。(Am. Min. 26, 25~28, 1941) [大森]

6376, 蛇紋石族礦物の分類 Efremov, N. E.

筆者は蛇紋石族の一礦物に $5\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ なる成分のものを見出したり。比重 2.401, 硬度 2~3, 光學性は二軸性負にして、 $\beta=1.542$ なり。産地名に因

みて kolskite と命名す。

更に蛇紋石族礦物を次の如く分類せり。

1. hydroforsterite $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
2. crysotile $7\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
3. adigeite $5\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3.5 \sim 4\text{H}_2\text{O}$
4. serpentine $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
5. deveilite $4\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
6. ishkildite $5.5\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 3.5\text{H}_2\text{O}$
7. kolskite $5\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
8. karachaitte $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
9. kerolith $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

此等の $\text{MgO} : \text{SiO}_2$ 比は夫々順次に、2.00, 1.75, 1.66, 1.50, 1.33, 1.30, 1.25, 1.00, 1.00 なり。(Compt. Rend. 22, 432~435, 1939)[大森]

6377, Malaya, Selibin の Fluoborite Johnston P. W., Tilley, C. E.

Federated Malay States の Selibin Beatrice 礦山に於ては錫石に富めるを特性とせる錫の礦床が多く發達せるが、現在稼行せられる礦山は何れも Kinta Valley の Kledang 花崗岩の周縁に近き二疊一石炭紀白雲岩を交代して管狀に發達せるものなり。管狀礦床中の主要礦物は透角閃石、滑石、雲母、螢石及び “hydrated magnesium borate” にして其の他礦石として錫石及び硫砒鐵礦を含有せり。硼化礦物は化學分析の結果 MgO , B_2O_3 , H_2O 及び F を主要成分とし、 $6\text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 3(\text{F}_2, \text{H}_2\text{O})$ なる化學式を有すること明かとなれり。本礦物の屈折率は $\omega = 1.530$, $\varepsilon = 1.507$ にして比重は 2.95 なり。(Geol. Mag., 77, 141~144,

1940)[河野]

6378, 凍石の構成に就いて II ガラス相 Büsser, W., Schusterius, C., Stuckardt, K.

凍石に於けるガラス相の存在を次の種々の方法により研究せり。凍石の成分を各酸化物にて表はし、之を $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 系及び $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{SiO}_2$ 系に投影し、その結晶徑路より考察するに凍石を 1200 度以上に加熱すれば熔融し始め 30~50% のガラスが生ず。次に殘存せるクリストパール石及び MgSiO_3 を粉末寫眞の濃度より測定せるにその量は上記三成分系の考察より得たる結果と一致す。更に指示薬として酸化ウランを用ひその螢光の強さよりガラス相の存在量を推定す。その原理は酸化ウランはガラス中に於ては強き螢光を發するも結晶中に於てはその作用が全然認められざる事によるものにして、この實驗より得たる結果も上記の値とほぼ一致す。此等を綜合し次の結論を得たり。即ち工業用凍石に於ては一般に 25~50% のガラス相が存し、之が耐火材としての強度を與へるものなり。(Wissen. Veröff. Siemens-Werk. 17, 82~94, 1938)[八木]

6379, Te 及び Se の格子恒數とその熱膨脹係數の精密測定 Straumanis, M.

15~60°迄の Te 及び Se の格子恒數の變化を Fe K 線を用ひて精密測定をなし、その結果より熱膨脹係數を算出せり。その目的の爲めに著者は水恒温槽中に X 線カメラを入れ得る特殊のカメラを考案して實驗をなせり。從來の格子恒數の値

にては本目的の爲めに不充分なるを以つて精密測定を反復せり。20 度に於ける格子恒数は別表一の如く、その熱膨脹係数は第二表の如し。

第一表

| | a | c | c/a |
|----|-----------|-----------|---------|
| Te | 4.44693 Å | 5.91492 Å | 1.330 Å |
| Se | 4.35517 | 4.94945 | 1.365 |

第二表

| | α_{\perp} | $\alpha_{//}$ |
|----|------------------------|-------------------------|
| Te | 27.51×10^{-6} | -1.70×10^{-6} |
| Se | 74.09 | -17.89×10^{-6} |

Se の熱膨脹係数は今日迄研究されざるも、Te の熱膨脹係数は Bridgeman の研究せるものとよく一致し、X線的方法による之等の研究の有望なるを示せり。

(Z. Krist. 102, 432~454, 1940) [高根]

6380, β -Ag₂S 粉末結晶の一方的壓に對する定方位化 Nawotny, H., Zahn, H.

Ag₂S は他の重金屬の硫化物と共に半導體なるを以て甚だ興味あるものなり。本結晶は 179° にて熱傳導を増加し、粉末狀のものは約 700 氣壓にて電氣の良導體となる。Merck 製の Ag₂S (粉末寫眞は β -Ag₂S の線とよく一致す) は C-3 型なるか斜方格子なるか決定し難きも、Palacios 及び Salvia の決定せる斜方單位格子の恒数を用ひてよく凡ての反射の指數を決定し得たり。粉末狀の β -Ag₂S を平行なる平面間に挟みて強壓せるに金屬光澤を呈する塊となれり。滑かならざりし下方平面にては結晶粒の方位化が現れず、平滑なる上平面にては構造が特に顯著となれり。反射 012, 022, 031 は 200 に對して特に強く現れたり。この際

その結晶は斜方單位格子は保持するも、初めのものと幾分變れる恒数となれり、即ち $a=4.75 \text{ Å}$, $b=7.11 \text{ Å}$, $c=6.87 \text{ Å}$ なり。結晶片は 100 平面に平行に配置せり。(Z. Krist., 102, 462~463, 1940) [高根]

6381, カルシウム磷酸鹽新礦物 Whitlockite, Frondel, C.

Whitlockite は無水磷酸鹽礦物 Ca₂(PO₄)₂ にして、この Ca は Mg (Mg : Ca = 1 : 13) 及び Fe (Fe : Ca = 1 : 17) に依り置換さる。菱面體晶族に屬し、軸率 $a:c=1:3.547$ なり。單位格子恒数は $a_0=10.25 \pm 0.03$, $c_0=36.9 \pm 0.2$, $a_0:c_0=1:3.600$ にして、上記の 7 分子を含有す。硬度 5, 比重 3.12, 無色透明なり。光學性は一軸性負にして、 $\omega=1.629$, $\varepsilon=1.626$ なり。

本礦物は New Hampshire, North Groton 附近の Pelermo 花崗岩ベグマタイト中に産す。後期の熱水礦物にして共生礦物との生成順序は次の如し。Whitlockite 及び石英-菱マンガン礦-磷灰石-沸石。H. P. Whitlock 氏に因みて命名さる。(Am. Min. 21. Ann. Meeting, Abs. 7, 1940) [大森]

6382, 新礦物名一覽 Spencer, L. J.

1927 年乃至 1940 年間に發表されたる新礦物に就いて命名者、發表雜誌、結晶學的性質、物理性並びに化學成分を述べ、新礦物の分類及び命名者索引を附記せり。この中主なる礦物の化學成分は次の如し。

元素礦物

Moschellandsbergite

Ag₂Hg₃

| | |
|---------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Cuproauride | Cu_3Au_2 |
| Ruthenosmiridium | RuOsIr |
| 硫化礦物其他 | |
| Brunckite | gel ZnS |
| Pararammelsbergite | NiAs_2 |
| Gratonite | $9\text{Pb}_2\text{S} \cdot 2\text{As}_2\text{S}_3$ |
| Falkmanite | $3\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ |
| ハロゲン化礦物 | |
| Antofagastite | $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Weberite | $\text{Na}_2\text{MgAlF}_7$ |
| 酸化礦物 | |
| Alumo-berezovite | $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot (\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_3$ |
| Alumo-chrompicotite | $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot (\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_3$ |
| Garividite | $3\text{Mn}_3\text{O}_4 \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3$ |
| Devadite | $5\text{Mn}_3\text{O}_4 \cdot 5\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{Fe}_2\text{O}_3$ |
| 水酸化礦物 | |
| Hydrotenorite | $4\text{CuO} \cdot \text{H}_2\text{O}$ |
| 炭酸鹽礦物 | |
| Shortite | $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$ |
| Ferropyroaurite | MgCO_3 $\cdot 2\text{Fe}(\text{OH})_2 \cdot 5\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Ferripyroaurite | MgCO_3 $\cdot 2\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot 5\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| Sharpite | $6\text{UO}_3 \cdot 5\text{CO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ |
| 硫酸鹽礦物 | |
| Kirovite | $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ |
| Cuprokirovite | $(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ |
| Leightonite | $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Parabutlerite | $\text{FeSO}_4(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Teineite | $\text{Cu}(\text{Te}, \text{S})\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |

磷酸鹽礦物

| | |
|-------------|-------------------------------------------------------------------------|
| Abukumalite | $\text{CaYt}_2(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_8$ |
| Azovskite | $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ |

珪酸鹽礦物

| | |
|-----------------|-----------------------------------------------------------------------------|
| Metaenstatite | MgSiO_3 |
| Metatalc | MgSiO_3 |
| Bedenite | $\text{H}_2\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlFe}^{III}\text{Si}_8\text{O}_{26}$ |
| Wadeite | $\text{K}_2\text{CaZrSi}_4\text{O}_{12}$ |
| Chkalovite | $\text{Na}_2\text{Be}(\text{SiO}_3)_2$ |
| Yeatmanite | $(\text{Mn}, \text{Zn})_{16}\text{Sb}_2\text{Si}_4\text{O}_{29}$ |
| Proglauconite | $(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ |
| Hydroforsterite | $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| Karachaite | $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |

(Min. Mag. 25, 621~660, 1940) [大森]
6383. $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 型礦物の分類
 (I) Wolfe, C. W.

$\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 型の礦物を, 物理的並びに化學的性質に基きて, 合理的に分類せんとせるものなり。筆者の提案の分類は次の如し。

$\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 族

三斜屬

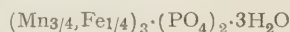
| | |
|--------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| collinsite | $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}) \cdot (\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| fairfieldite | $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe}) \cdot (\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |

單斜屬

| | |
|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------|
| roselite | $\text{Ca}_2(\text{Co}, \text{Mg}) \cdot (\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |
| brandtite | $\text{Ca}_2\text{Mn} \cdot (\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ |

$\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 族

斜方屬 reddingite



$\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 族

三斜屬

| | |
|-------------|--------------------------------------------------------|
| parahopeite | $\text{Zn}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ |
| anapaite | Ca_2Fe " |
| messelite | $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg})$ " |
| stewartite | Mn_3 " |

單斜屬

phosphophyllite $\text{Zn}_2(\text{Fe, Mn})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 斜方屬 hopeite $\text{Zn}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (?)trichalcite $\text{Cu}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ 族三斜屬 symplectite $\text{Fe}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ 單斜屬 vivianite $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ annabergite $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ erythrite Co_3 "köttigite Zn_3 "bobierite $\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ hoernesite $\text{Mg}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 族非晶質 collophanite $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

この第一報には $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 族及び $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 族の諸礦物に就て、諸性質を述べたり。(Am. Min. 25, 738~753, 1940)[大森]

岩石學及火山學

6384, イラン産火成岩の結晶作用に就いて Christa, E.

イラン國カスピ海沿岸の Elburs 及び Alburs 山脈を構成する火山岩は粗面岩、粗面岩質安山岩、粗面岩質玄武岩にして、比較的加里に富めるアルカリ岩なり。その長石斑晶は or-ab 系のアルカリ長石にして (i) 褐色玻璃が蜂窩狀に入り込み著しく融蝕せられしもの、(ii) 微細な液體又は玻璃包裹物に富み“鮫肌”狀を呈するもの、(iii) 包裹物少く累帯構造のよく認めらるゝものゝ三者に大別するを得。その各の特徴、産出狀態等につき極めて

詳細に論ず。斜長石は量尠く、中性長石、曹灰長石主なれども、時に灰曹長石に及ぶ事あり。燐灰石はやゝ異常なる性質を有し、形大きく、色素包裹物に富み、多色性强し。本礦物に混生現象の結果生ぜりと信ぜらるゝもの多し。有色礦物は橄欖石、輝石、角閃石、黒雲母にして、特にアルカリ岩に特有なる礦物は存せず。橄欖石は二次的變化を受け蛇紋石、イデイングス石等に變ず。單斜輝石は有色礦物中最も普遍的なものにして主に弱き多色性を有する透輝石質普通輝石なり。斜方輝石は稀にして、多くは角閃石に圍繞さる。角閃石は暗黃色〜橙赤色の多色性を有するパーケヴィカイト質のもの多く、殆ど常にオパサイト化作用を蒙り、鐵礦、輝石、長石及び baucrite 等に變化す。時に結晶形はその儘にて完全又は不完全に黒雲母に移化せるもの稀ならず。黒雲母は通常のものとは異り、淺黃色〜黒灰色の多色性を有し鐵雲母に類似せるものゝ如し。その周縁に於てオパサイト化作用が進み、時に相分現象により生ぜるチタン鐵礦よりなるサゲニテイツク構造を呈する事あり。深成岩は斑礫岩狀外觀を呈する優黒色岩石にして、主としてチタン輝石又は玄武輝石に近き單斜輝石、黒雲母、橄欖石、略曹灰長石に屬する斜長石、少量の正長石よりなる。即ち本深成岩類は加里系のモンズニ岩-シヨンキン岩系列に屬するエセツクス岩又はシヨンキン岩なり。(Min. Petr. Mitt. 51, 172-260, 1939)[八木]

6385, 西部オーストラリア Toodyay の

スピネル-紫蘇輝石岩に伴ふ堇青石-直閃石岩 Prider, R. T.

本地方はアーケアンの変質水成岩、及び角閃岩、花崗片麻岩、石英ドレライト等の火成岩よりなり、堇青石-直閃石岩及び類似岩は花崗片麻岩にとり込まれ 180×100 呎の楕圓形をなし、長軸の方向は片理と一致す、本岩類の組成礦物は橄欖石、スピネル、紫蘇輝石、直閃石、黒雲母、斜緑泥石、堇青石、コランダム、磁鐵礦にして稀に石英、斜長石あり、その礦物組成により、(i) 橄欖石-スピネル-直閃石-紫蘇輝石岩、(ii) スピネル-直閃石-紫蘇輝石岩、(iii) 黒雲母-斜緑泥石岩、(iv) 堇青石-直閃石-斜緑泥石岩、(v) 堇青石-直閃石岩の 5 種類に分ち得。上記岩石の化學分析の結果より見るに本岩類の化學成分は MgO 極めて多く 16~23%、FeO+Fe₂O₃ 極めて多く 17~20%、Al₂O₃ 多く 12~21%、SiO₂ 少く 30~33%、CaO 存在せざるか又は痕跡、アルカリ極めて少し等の異常なる特異性を有す。Eskola, Tilley 等によればかゝる岩類は leptyte 又は基性火成岩が Mg-metasomatoses により生ぜるものなりと説明さる。本地域に於ては火成岩と同様なスピネル→橄欖石→紫蘇輝石の反應關係が認められる事、中粒輝岩の構造を有すること等より、Mg-metasomatoses に非ずして岩漿の直接晶出作用の結果生ぜるものなりとの結論を得たり。即ち鐵、苦土に著しく富む紫蘇輝石岩漿が礫土に富む水成岩を同化したその混生岩としてスピネル-橄欖石-紫蘇輝石岩を生じ、更に花崗岩の進入に

より SiO₂ の供給、接觸變質を受け堇青石-直閃石岩となれり。黒雲母-綠泥石岩はスピネルが熱水時期に紫蘇輝石及び橄欖石と反應せる結果生ぜるものなり。

(Geol. Mag. 77, 364~382, 1940)[八木]

6386, オンタリオ州 Thunder Lake に於ける太古代變質圍塊に就いて Petti-john, F. J.

本圍塊は太古代の石英-黒雲母-長石片岩即ち准片麻岩中に産し、長さ 2~36 吋の楕圓形を呈し、母岩より固き爲、やゝ突出して存す。組成礦物は石英、斜長石、角閃石を主とし少量の石榴石、斜黝簾石、榍石、等よりなり、グラノプラステック構造を呈す。その化學分析の結果は SiO₂ 68.13, Al₂O₃ 13.88, Fe₂O₃ 0.77, FeO 3.83, MgO 1.68, CaO 9.04, Na₂O 0.62, K₂O 0.08, H₂O+ 0.50, H₂O- 0.04, CO₂ 0.27, TiO₂ 0.70, P₂O₅ 0.16, MnO 0.19 合計 99.9% なり。即ち本岩は石英と灰長石の集合なれば、火成岩にはあり得ざる礦物組合せにして片麻岩中に於ける石灰質堆積物より變質作用により生ぜるものなり。(Bull. Geol. Soc. Am. 51, 1841~1850, 1940)[八木]

6387, オンタリオ州 Tremereer 湖畔の球顆斑礫岩 Satterly, J.

本球顆斑礫岩は Tremereer, Godson 兩湖の間にあり、露出は 200×500 呎にてその時代は Haileyburian なり。球顆は直徑 7~20 mm, 平均 13 mm にて全體の 53% を占め、鏡下に見るに外殻は放射狀に配列せる亜灰長石 An₈₀ よりなり、内核は灰綠色の綠泥石、褐色の黒雲母よ

りなる。球顆外の充填部は角閃石、斜長石少量の黒雲母、チタン鐵礦よりなる。化學分析の結果は SiO_2 49.36, Al_2O_3 23.14, Fe_2O_3 1.24, FeO 5.46, MgO 5.24, CaO 10.64, Na_2O 1.94, K_2O 0.36, H_2O 1.75, CO_2 0.21, TiO_2 0.52, P_2O_5 0.06, MnO 0.09, Cr_2O_3 none, FeS_2 0.22 合計 100.23% にてコルシカ島の球顆斑禰岩に酷似す。その成因を考ふるに玄武岩質岩漿の分別結晶に際し、幾多の中心より結晶作用すゝみ、輝石、橄欖石よりなる結晶集團(之は後に、綠泥石、黒雲母に變ず)が生じ、從つて殘液は長石分に富むに到り結晶集團の周圍に斜長石が晶出せり。充填部は花崗岩の進入により變質作用を受けその礦物組成を變ぜるものならん。(Univ. Toronto Studies Geol. Ser. 44, 75~82, 1940)[八木]

6388, 印度 Bihar Kodarma 地域の岩石學 Sharma, N. L.

Kodarma 地域の最古の岩石は紅柱石-片麻岩、雲母片麻岩、雲母片岩及び灰質-珪酸鹽-白粒岩なり。これ等諸岩は、殆んど粘土質なるか或は半粘土質にして尙屢々灰質帶を含有する最古の Dharwar 水成層の變質成生物を代表するものなり。粘土質乃至半粘土質なる始原成分はその地域に進入せる箭狀岩漿に依り著しく變質せられたり。次いで圓頂丘片麻岩なる花崗岩の進入となり從つてこれ等の多くは灰曹長石の多量を含有せり。又これ等岩石中の柘榴石は火成岩及び變成岩の兩起源のもの含有せられ、尙白雲母の著しく多量なるは氣生作用のためな

るべし。圓頂丘片麻岩は純粹なる火成岩ならず主として含螢石花崗片麻岩にして、多くの場所に於て migmatization の影響を蒙れり。これ等は花崗片麻岩の鹽基性物質を吸収せる好例にして角閃岩の包裹物は黒雲母角閃石片麻岩を生ぜり。圓頂丘片麻岩として一括されたる多くの岩石は何れも一部分水成岩又は火成岩を混合せるものなるか或はその中に包裹物を含有せるものなり。本地域の鹽基性火成岩は三つの進入期が考へらる。(1) 最古のものは圓頂丘片麻岩進入前に起りしものなり。(2) 第二は花崗岩及びペグマタイトの進入後なり。(3) 第三の活動は第二の粗粒玄武岩脈より遙かに後期にして交代作用以外他の變質作用を示さざるものなり。(Geol. Mag., 77, 113~140, 1940)[河野]

6389, 南部アルプスの安山岩中に於ける數種の礦物 Heritsch, H.

紫蘇輝石安山岩の孔隙、裂罅に生ぜる礦物は玉髓、クォルチン、石英、方解石、黃鐵礦、方沸石、珪酸に富む輝沸石、モルデン沸石等なり。

方沸石

$$n=1.487\sim 1.488 \text{ (凡て浸液法による)}$$

輝沸石

$$\text{S.G. } 2.13\sim 2.14, \alpha=\beta=1.487\sim 1.488$$

$$\gamma=1.488\sim 1.489, \gamma-\alpha=0.001$$

モルデン沸石

$$\text{S.G. } 2.14\sim 2.15 \quad n=1.477\sim 1.478$$

化學分析の結果は次の如し。

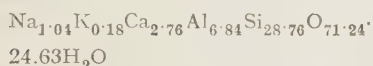
輝沸石 モルデン沸石

| | | |
|----------------|-------|-------|
| SiO_2 | 61.83 | 67.22 |
|----------------|-------|-------|

| | | |
|--------------------------------|-------|--------|
| Al ₂ O ₃ | 12.44 | 11.07 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.55 | 1.12 |
| MgO | 5.51 | 0.28 |
| CaO | 0.00 | 3.72 |
| Na ₂ O | 1.15 | 2.39 |
| K ₂ O | 0.30 | 0.36 |
| H ₂ O | 15.78 | 14.33 |
| 合計 | 99.56 | 100.49 |

この内不純物として混在する Fe₂O₃ を除き分子式を求むれば

輝沸石



モルデン沸石



となり、夫々從來認められたる分子式によく一致す。(Zbl. Min. A, 1940, 227 ~238)[八木]

6390, 大青島特別市之岩石地質 門田重行

青島市の地質は主として花崗岩, 半花崗岩及び流紋岩から構成され、之等貫き閃長岩, 花崗斑岩, 長石斑岩, 石英斑岩, 珪長石, 煌斑岩及青島岩等の岩脈類が露出。花崗岩, 半花崗岩は肉紅色を呈する正長石に極めて富み黒雲母を有す。流紋岩は裂罅噴出にかゝるものにして前記花崗岩類を蔽ふ。岩脈群は東北-西南に走る構造線に従ひ凡て北 35~45 度東に並行して露出。その最大なるものは閃長岩にして加里長石及び角閃石を主成分とす。煌斑岩は黒雲母, 角閃石, 輝石等よりなり、多くは青島岩, 石英斑岩, 流紋岩等の岩脈と相伴ふ小岩脈をなす。即ち

複合岩脈を形成す。青島岩は褐色の玻璃質石基中に加里長石, 稀に石英の斑晶を有するアプライト質岩石なり。(山東産業館報告, 1~28, 昭 15)[八木]

6391, 北部コーカサスに於ける蛇紋岩の化學的特異性 Efremov, N. E.

北部コーカサスの蛇紋岩に二種あり、北帯のものは超鹽基性岩漿の變質により生ぜるものにして Al₂O₃ 少く 1% 以下なり。南帯のものは鹽基性岩漿の分化岩の變質せるものにして Al₂O₃ 多く、4~5% 時に 7~8% に達す。後者中より均質なる蛇紋石を採り化學分析を行へるに「SiO₂ 42.65, Al₂O₃ 2.18, Fe₂O₃ 2.64, FeO 1.29, MgO 39.67, H₂O(-) 1.06, H₂O(+) 11.28 計 100.77%, MnO, CaO, CO₂ 存在せず」なる結果を得たり。更に熱分析を行へるに“hydrargillite” Al₂O₃·nH₂O の存在を認めたり。即ち超鹽基性岩石の變質に際し H₄Mg₃Si₂O₉ なる成分の蛇紋石が生ずれば普通の蛇紋岩となり、この中 3Mg が Al₂ にて置換さるれば Al を含む蛇紋石を生じ、Al₂O₃ に富む蛇紋岩となるとの結論を得たり。(Comp. Rend. l'Acad. Sci. URSS 28, 336~339, 1940)[八木]

6392, テキサス州 Terlingna-Solitario 附近の火成岩 J. T. Lousdale

Texas 州南部 Brewster 及び Presidio 地方の Terlingna-Solitario 附近の乾燥せる山地は夥しき半深成侵入岩を認めらる。當地域の堆積岩は Solitario 地方の中心部に見られる古生代のものを除いては大なるドームを形成する白堊紀にして、

餅盤狀の侵入岩並びに rift type の斷層により擾亂せらる。多數の流紋岩質の岩脈岩床あり此等が又、環狀に露出する岩床により取り囲まれて居る。中心部の釜狀沈降地域には集塊岩あり、當地域東部では數千呎の陥没せる地塊をなし岩脈、岩床、小餅盤多數存す。

火成岩は方沸石岩を始めとし、中性、粗面岩質並びに流紋岩質のものを含み多くは曹達に富む。含方沸石岩は斑靄岩質優黑岩乃至閃長岩質のものまで存し、方沸石は初生、初生變質乃至は熱水性のものに屬し比較的長期間を通して晶出せるものなり。總岩石成分よりみればアルカリ岩質にして、コロラド州 Spanish Peaks 及びロッキーマウンテン山脈に沿ふアルカリ岩質のものに比す事を得。含方沸石岩は沈降帶に最も多くみられ且つ明に數個の分漿より齎らされたるものなり。他の岩石、特に流紋岩は此に反して、背斜構造に關聯せるものなり。(Bull. Geol. Soc. Am., 51, 10, 1539~1626, 1940)[加藤]

金 屬 礦 床 學

6393, 硫蒼鉛銀礦の性質及び方鉛礦中の鉛に就て Ramdohr, P.

$\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$ 又は AgBiS_3 なる化合物は, plenargyrite, matildite 等の礦物として知らる。この外謂所 schapbachite は、多量の方鉛礦を不純物として含める matildite に外ならず。 AgBiS_2 は 210°C を界として、 α 種は等軸、 β 種は斜方に屬し、轉移は極めて速かなため、多くは α 種の外形を保ち、 β 種の格子狀集合を成せ

ど、 210°C 以下にて生ぜる β 種も少からず、Matilda, Schapbach 等、淺熱水性の産も多けれどマドリット附近の Bustarviejo 等、ペグマタイトに伴ふ高温脈にも産す。高温 AgBiS_2 は PbS と固溶體を成せど、轉移に際して之を分離する一方に、 PbS も多量の AgBiS_2 を固溶體として含むことあり、兩者の單位格子は次の關係に在り

| | PbS | $\beta \text{ AgBiS}_2$ | $\alpha \text{ AgBiS}_2$ |
|-------|--------------|-------------------------|--------------------------|
| a_0 | 5.93 Å | 8.14 Å | 5.73 |
| b_0 | | 7.87 | (239°C) |
| c_0 | | 5.69 | |

このうち β 種を plenargyrite と呼ぶべきか否かはむしろ趣味の問題に過ぎず却つて輝銀蒼鉛礦 (Silberwismutglanz) なる舊名が兩者を統一する適にすべし。(Sitz. Preus. Akad. Wiss., Phys-math. Kl. 4, 1~23, 1938)[渡邊萬]

6394, Ljusnarsberg 地方の岩石及び礦床 Magnusson, N. H.

本地方に最も廣く發達するはレプタイトにして、主として流紋岩質の熔岩及び凝灰岩が變質せるものなり。このレプタイトを貫きて古期花崗岩及び新期花崗岩あり、前者の化學成分は廣き範圍の變化を示すに反し後者のそれは變化著しからず。レプタイトは此等の貫入岩の周圍に於てはその無數の岩脈により網狀に貫かれ種々の混生現象が觀察さる。本地方の礦床は鐵礦床及び硫化礦床にして、前者はマンガンを富むものと、しからざるものに分たる。マンガンを富むものは經濟的に最も重要なるものにして $\text{Fe } 40\sim$

53%, MnO 1~5% を含有し、石灰岩中に形成され、主として磁鐵礦、クネーベル橄欖石 (knebelite) グリユーネル石より成る。之に隨伴する柘榴石は Gr 及び Alm を多量に含むものにして Boeke による pyraispites 及び grandites 間の不混和區に入る成分を有す。マンガンに乏しき鐵礦床は大部分レプタイト中に形成され、その礦石は主に磁鐵礦にしてスカルンを伴ふ事多し。硫化礦床は Kaveltorp 型のものにして、主に磁硫鐵礦、黃鐵礦、黃銅礦、閃亜鉛礦、方鉛礦等よりなり、そのスカルンは透輝石、陽起石、角閃石等よりなる。なほ上記の他に、それらの風化による軟礦石あり、主として鐵、マンガンの炭酸鹽よりなり、カオリンを伴ふものなり。(Sver. Geol. Unders. Ser. Ca. 30, 1~188, 1940)[八木]

6395, シレジャ地方に於けるペントランド礦の二産出

一は Krebsberg 山頂西北側にて、從來角閃岩、角閃片岩又は斑狀閃綠岩として圖示せられたる岩石中に礦巢狀を成して産する硫化物中

含チタン磁鐵礦——磁鐵礦及びチタン鐵礦——黃鐵礦——磁硫鐵礦、ペントランド礦、黃銅礦——菱鐵礦

の順にて生じ、Ni 1.15% を含み、熱水溶液の産物と認めらる。

他は Micheldorf の東方にて hyperite 中に産し、これまた熱水性のものと論ぜらる。(Chem. Erde, 12, 540~548, 1940)[渡邊萬]

6396, シレジャ地方に於けるアンチモニー

一礦物の新産出 Karl, H.

1919 年發見せられたる Evelinensglück 礦山の研究にして、アンチモニーは輝安礦の外、自然アンチモニー及び berthierite として産し、その成生順序は石英——閃亜鉛礦、黃銅礦——ベルチール礦 (FeSb₄)、輝安礦、自然アンチモニー——方解石

と認めらる。(Chem. Erde, 13, 44~49, 1940)[渡邊萬]

石油 礦 床 學

6397, 天然乾餾による石油 Arnold, Heim.

中央スマトラ、及びニューカレドニアに於ける周到なる研究の結果は、これらの石油兆候は火成岩の進入による乾餾生成物なることを確むるに至れり。中央スマトラの Kokan 河畔の滲油は始新期の石炭及びトルバニト(オイル・シエール)に由來し、ニューカレドニアのそれは蛇紋岩の孔隙内にあり、地下深部の白堊紀炭質層に原因するものなり。(XVII Intern. Geol. Congr., Abst. 6. 1937)[高橋]

6398, 北西コーカサスの産油及地質條件 Prokopov, K. A.

コーカス山系の北方斜面は岩相及び構造上次の三區に分たる。即ち (1) 西部 (Kuban), (2) 中部 (Strvropol), 及び (3) 東部即ち Tersky Daghestan regions なり。そのうち東部及び西部は經濟的油田なるも、中部は分水嶺に當り貧弱なる瓦斯及び石油非候を示すに過ぎず。この

地方は北コーカサス西部の褶曲系沈降部に相當し、構造的には單斜、デアピル背斜ドーム狀隆起等を主とし、岩相は變移著しくその層厚も一定せず。これらの状況及び古三紀、中新殊に鮮新層に表はるゝ海侵、海岸線移動の現象が產油狀態を支配するものなり。

北部コーカサスに於ける油層は古三紀及び中新層に限られ、油帶は上部有孔蟲層、マイコツプ層及びメヂタレニアン階に存す。中生層及び古三紀層はフリツシユ相の發達著しく、その間に塊狀礫岩層を各階に挟む。マイコツプ油田は緩傾斜の單斜層より成り油層は有孔蟲層より下部マイコツプ層（始新、漸新）に存す。Kalujski 油田も同様に單斜層にして石油は始新層より中部中新層の間に産す。Ilisk 油田は背斜的單斜層にして始新層より鮮新層に產油し、Kudako-Taman 油田は背斜-デアピルにして產油層は上と同様なり。三紀層を通じ上述の3層位（有孔蟲層、マイコツプ、地中海層）には常に油層あり、鮮新、中新兩階には産することゝ然らざる場合とあり。前者は第一次油層と稱し、後者は從屬油層と名づく。後者は上記の海侵その他の現象により石油の移動が制限をうけ、其產油が不定なるものなり。概して東より西に進むに従ひ三紀層が褶曲に捲きこまれ、その結果海侵及び不齊合面の發達が多くなり、鮮新層迄も含油するに至る。クーバン油田のデアピル構造は構造的變動が繰返されたること不齊合線の存在することに原因するものなり。削剝の影響のほか、母質

物堆積の有無及び石油生成に對する適不適により、上述の如く石油の定常的或は偏在的分布を生ずるに至るものなり。石油の成因の研究には定常的に石油を産する地層につき地質、地球化學、礦物學、古生物學等の各方面よりの綜合的研究を必要とし、これによつて產油盆地の環境を推考す可きものにして、比較研究は殊に有効なり。地質構造を地層の各相、各期各階につき研究し、他方に於て海侵海退に表現さるゝ地球の移動を研究し、以て油田の歴史を編成すること肝要なり。侵蝕削剝を伴ふ海侵（transgression）の破壞的作用と、削剝を伴はざる海底海侵（ingression、内海侵）の保存作用の區別を知るを要す。（XVII Intern. Geol. Congr., Abst. 13~14, 1937）〔高橋〕

窯業原料礦物

6399, 窯業原料としてのアルカリ土金屬正珪酸鹽礦物 Seil, G. E.

$2RO \cdot SiO_2$, $RO \cdot R'O \cdot SiO_2$, $3RO \cdot 2SiO_2$, $2RO \cdot R'O \cdot R''O \cdot 2SiO_2$ の四種の一般式にて表はるゝ Ba, Sr, Ca 及び Mg の正珪酸鹽礦物の化學性質、融點、分解點、比重、屈折率、光學性等の諸性質につき研究し窯業原料としての價值を検討せり。

此等の中 $2MgO \cdot SiO_2$ (forsterite) は高温に於て最も安定にして諸種の性質も窯業原料として最も満足すべきものなり、 $2CaO \cdot SiO_2$ (larnite) は融點の最高 (3866°F) なる點に長所あり。筆者は此等各種のものにつき詳細なる記述を行へり。（Jour. Am. Ceram. Soc., 24, 1~

19, 1941)[竹内]

6400, ペンシルバニア頁岩の岩石礦物學的及び窯業學的性質 Grim, R. E.

本頁岩は窯業原料として廣く使用せられつゝあるものにして主として粘土礦物 (illite 及び kaolinite) 及び石英より成り、綠泥質雲母、褐鐵礦、有機物、長石等を交ふるものなり。筆者は成分及び窯業學的性質の異なる各種の本頁岩を採集し顯微鏡、X線、化學分析により完全礦物分析を行ひ、且つ可塑性、收縮率、多孔率、鹽基轉換性につき種々の實驗的研究を行へり。(Jour. Am. Ceram. Soc., 24, 23~28, 1941)[竹内]

石 炭

6401, 石炭の新分類法 Scheer.

石炭の炭化度はフミンの重合程度による事と知る爲に石炭の酸化に對する難易の程度で所謂フミン酸曲線を造り之より石炭の活性化エネルギーを求め之を基礎として分類せり。先づ微粉壓縮して煉炭となし體積を計り再び粉碎加熱し酸素を作用せしめて生ずるフミン酸の收率 H (mg/cm^3) を測定せり。之に依ると揮發分の著しく異なるものでも同様のコークスを造るものは同様なフミン酸係數 H_F ($H_t \cdot C \frac{H(t-10^\circ\text{C}) - H(t-20^\circ\text{C})}{10}$) を與へたり。更に石炭の酸化に依るフミン酸生成の機構を石炭+酸素→中間體+酸素→フミン酸と推定し炭化の程度の高い石炭は大部分中間體を経て中位のものの一部は直接に、一部は中間體を経て又最低炭

化度のものは殆ど全部が直接にフミン酸となるものなりと考へ40種の石炭に就き實驗せる結果より Arrhenius 式を用ひ反應速度恒數の溫度變化から求めたる活性化エネルギー Q と上式で溫度を無限大にせる時の反應數 Z は次の如し。

| 炭 化 度 | Q | Z |
|-------|-----|-----------|
| 強 度 | 4 萬 | 10^{18} |
| 中 位 | 3 萬 | 10^{13} |
| 低 位 | 2 萬 | 10^9 |

(Glückauf, 76, 494~495, 1940)[根橋]

6402, キノリンによる石炭の抽出 Belcher, R., Wheeler R. V.

Cockram-Wheeler法も Fischer法も共に、ピリジン及びベンゾール等の第一次抽出剤が石炭の可溶成分の全部を抽出せざる懼れあるに反し Wignou氏はピリジン(17%抽出)とキノリン(40%抽出)に依り成分別を行ひ比較研究せり。重合物は石炭成分決定に際し大なる誤差を生ぜしむるものなれ共、純キノリンを暗所にて處理せる場合は光を生ぜず。(J. Amer.

| 溶 剤 | ピリジン | キノリン | 工 業 用 キノリン |
|---------------|-------|-------|---------------|
| 抽出時間 | 120 | 200 | 1 週間 |
| β (差) | 13.80 | 26.89 | — |
| γ (總計) | 7.12 | 7.71 | 98.0 |
| γ_1 | 2.42 | 2.59 | 4.8 |
| γ_2 | 2.19 | 2.40 | 13.8 |
| γ_3 | 2.51 | 2.72 | 79.4 |
| 原炭に對する抽出量% | 20.92 | 34.6 | 60.0 |

Chem. Soc., 62, 2243~4, 1940)[根橋]

6403, 英本國の無煙炭 Nelson, A.

無煙炭主要産地は South Wales (100 萬 t) と Scotland (60 萬 t) にして, 全石炭の 17% なり。Wales 炭は極めて灰分少き輝炭が強大なる地壓, 地殻變動に因り生じたる 500~550° の熱の爲 10% 以上の揮發分を含有するに至り同時に無煙炭の一般特性を具備するに至れり。

Seyler の分類法に依れば次表の如し。

| C/H | 24~28 | 28~30 | 30~32 | 32~34 |
|-----|------------|---------------|---------------|-------------|
| C% | 94.1 以下 | 92.7 ~94.7 | 93.0 ~95.2 | 93.5 以上 |
| Vm% | 6.4 以上 | 6.4 ~5.4 | 5.4 ~4.8 | 4.8 ~4.6 |
| 燃料比 | 14.6 以下 | 14.6 ~17.5 | 17.5 ~19.8 | 19.8 以上 |
| Cal | 8600 | 8590 | 8540 | 8530 |

(Feul Age, 231, 1940) [根橋]

6404, 石炭成分の化學的研究 多和田寛

最近10年間に於ける研究の主なるものは(1)熱分解(2)溶剤を用ふるもの(3)試薬を用ふるものの三法あれ共, 精密を加ふるのみにして核心を掴み得たる劃期的なるものなく, 此單體の性状及重合機構が最も研究を要す。最後に今日までに判明せる事項 13 及び文獻 85 を記載せり。(2)には溶剤抽出反應一般, 抽出物成分研究, 抽出反應を膠質化學的に取扱ひたるもの及抽出量を増加する事を主とせるものあり。(3)にはハロゲン化を用ふるもの, 酸化作用(酸素, 酸化性無機酸又は過満俺酸加里)を用ふるものあり。(燃協 20, 220, 69~81, 1940) [根橋]

参 考 科 學

6405, 地下水運動の理論 Hubbert, M. K.

地下水の流動についての從來の理論はクラシカルな流體力學で扱つた, 理想的な摩擦のない流體についての理論をそのまま借用して, velocity potential から導かれたものであるが, この考は誤つてをり, 物質恒存原理とは調和するが, エネルギー恒存の原理とは矛盾する。この論文に於ては, 單位量の流體を, 一つの任意の標準状態から, 問題になつてをる點に於ける状態に transform するに要する仕事を, その點に於けるポテンシャルに等しいと定義される様な, ポテンシャルの考を基として考察を進めると, もつと除外例の少ない解析理論を得られることを示した。この function を Φ であらはせば isotropic medium 中に於ける流體の流れの微分方程式は $q = -\sigma \text{ grad } \Phi$ で示される。但し q は flow vector で, その大きさは單位時間に流れの方向に垂直な單位面積を通過する, 流體の體積を示すもの, σ は流體と medium との性質で定まる conductivity parameter である。これは即 Darcy の法則で, 電氣に於ける Ohm の法則に比すべきものである。

k が medium の幾何學的の性質のみに依る permeability parameter で, ρ と η とが夫々流體の比重及び粘性とすれば, $\sigma = k \rho / \eta$ なることが證明された。尙 Darcy の法則から推論される種々の結果について詳論し, 地下水に關する實際問題にも及んだ。(Journ. Geol. 48 785~944, 1940) [渡邊新]

本 會 役 員

會 長 神 津 倣 祐

| | | | |
|-------|-------|-------|-------|
| 幹事兼編輯 | 渡邊萬次郎 | 高橋 純一 | 坪井誠太郎 |
| | 鈴木 醇 | 伊藤 貞市 | |
| 庶務主任 | 渡邊 新六 | 會計主任 | 高根 勝利 |
| 圖書主任 | 竹内 常彦 | | |

本 會 顧 問 (五十名)

| | | | | |
|-------|-------|--------|--------|--------|
| 伊木 常誠 | 石原 富松 | 上床 國夫 | 小川 琢治 | 大井上義近 |
| 大村 一藏 | 金原 信泰 | 加藤 武夫 | 木下 龜城 | 木村 六郎 |
| 竹内 維彦 | 立岩 巖 | 田中 館秀三 | 中尾 謹次郎 | 中村 新太郎 |
| 野田勢次郎 | 原田 準平 | 福田 連 | 藤村 幸一 | 福富 忠男 |
| 保科 正昭 | 本間不二男 | 松本 唯一 | 松山 基範 | 松原 厚 |
| 井上禮之助 | 山口 孝三 | 山田 光雄 | 山根 新次 | |

本誌抄録欄擔任者 (五十名)

| | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|
| 大森 啓一 | 加藤 磐雄 | 河野 義禮 | 鈴木廉三九 | 瀬戸 國勝 |
| 高橋 純一 | 竹内 常彦 | 高根 勝利 | 中野 長俊 | 根橋雄太郎 |
| 待場 勇 | 八木 次男 | 八木 健三 | 渡邊萬次郎 | 渡邊 新六 |

昭和十六年 三 月廿五日印刷

昭和十六年 四 月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 本 名 隆 志

印 刷 者

仙臺市國分町七十七番地

笹 氣 幸 助

印 刷 所

仙臺市國分町八十八番地

笹 氣 印 刷 所

電 話 2636-113 番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右 會 内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參圓五拾錢 (前納)

一ヶ年分 七 圓

賣 捌 所

仙 臺 市 國 分 町

丸善株式會社仙臺支店

(振替仙臺 15 番)

東京市神田區錦丁三丁目十八番地

東 京 堂

(振替東京 270 番)

本誌定價(傳) 郵稅共 1 部 70 錢

半ヶ年分 豫約 4 圓

一ヶ年分 豫約 8 圓

本誌廣告料 普通頁 1 頁 20 圓

半年以上連載は 4 割引

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

Geology and ore deposits of the Ohmori mine, Hukusima

Prefecture (I) M. Watanabé, R.H.

Chromite deposits in the vicinity of Sekimiya, Hyôgo

Prefecture (II) T. Isikawa, R.S.

Proceedings of the society. Obituary.

Notes and news:

Bog iron ore from the vicinity of Yamoto, Miyagi Prefecture.

Aluminium ore from the Kurosawaziri Districts.

Abstracts:

Mineralogy and crystallography. Relations between the colour and chemical composition of biotites etc.

Petrology and volcanology. Crystallization of Iranian igneous rocks etc.

Ore deposits. Schapbachite and the silver content of some galena etc.

Petroleum deposits. Petroleum due to natural distillation etc.

Ceramic minerals. Orthosilicates of alkali-earth metals as ceramic materials etc.

Coal. New classification of coal etc.

Related science. Theory of ground-water motion.

**Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.**